BOLETÍN

DE LA

ACADEMIA NACIONAL DE CIENCIAS

DE LA REPÚBLICA ARGENTINA

Imprenta y Casa editora «Coni», Perú 684, Buenos Aires

BOLETÍN

DE LA

ACADEMIA NACIONAL DE CIENCIAS

DE LA REPÚBLICA ARGENTINA

—

TOMO XXX

Homenaje al profesor Guillermo Bodenbender con motivo de su 70º aniversario

CÓRDOBA
ACADEMIA NACIONAL DE CIENCIAS

—

1927

DIRECTOR DEL BOLETÍN

ENRIQUE SPARN

Córdoba

SUBDIRECTOR

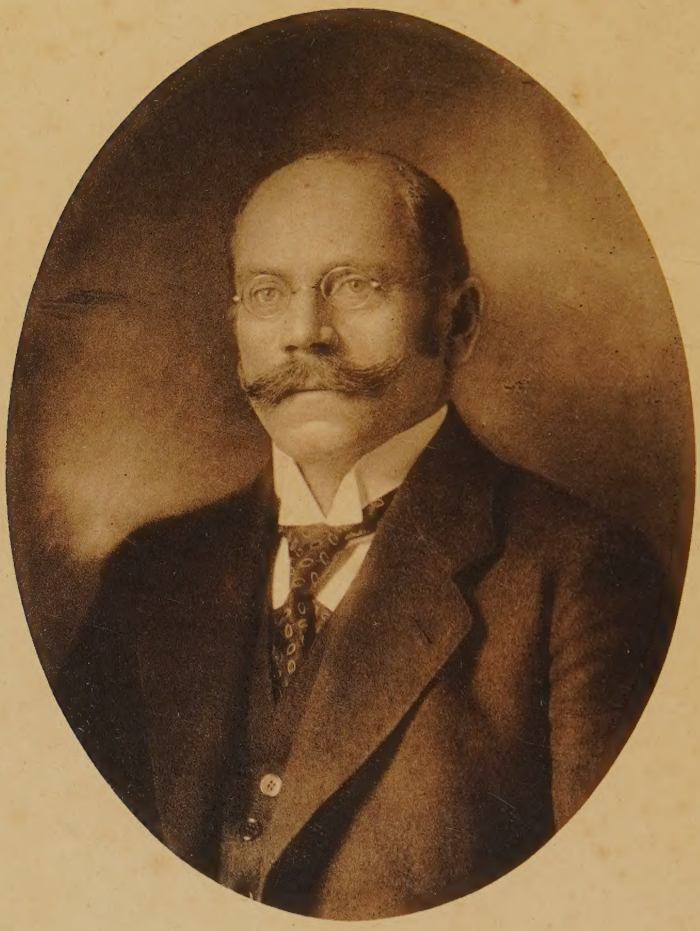
PABLO GROEBER

Buenos Aires

HOMENAJE

AL PROFESOR GUILLERMO BODENBENDER

CON MOTIVO DE SU SEPTUAGÉSIMO ANIVERSARIO



Guillermo Rosenberg.

DOCTOR GUILLERMO BODENBENDER

Guillermo Bodenbender es un hombre de ciencia en su verdadero significado y concepto.

Su obra científica se caracteriza, en especial modo, por ser eminentemente argentina.

Puede afirmarse de este hombre múltiple, que jamás encontró fatiga en su intensa labor científica.

Justo será reconocer que es tal vez el geólogo que más ha recorrido tierra argentina, preocupado, con una tenacidad temeraria, en las investigaciones geo-minerológicas.

Le son familiares los elevados picos cubiertos de nieve, como las laderas de nuestras montañas tapizadas de hermosa y variada flora.

Internóse, igualmente, en la espesa selva enmarañada, buscando un perfil geológico para determinar una edad del lugar, como también se puso frente a un precipicio para completar la arquitectura geognósica de la región.

En la dilatada llanura solitaria y triste, y en la pampa repleta de bosque tupido, se ve al peregrino infatigable de siempre, al que nunca detuvieron en su camino ni obstaculizaron en sus rutas de investigador tenaz, la árida soledad de los parajes, la altura nevada, ni los fugaces como terribles ríos nordeños; firme en el propósito de estudiar, en los propios lugares, la coordinación de un terreno roto en su armonía, por las formidables conmociones de esas ho-

ras indescriptibles en que la naturaleza levanta su inquietud indomable.

Su edad avanzada no es inconveniente que le preocupe, pues su voluntad extraordinaria le da fuerzas suficientes para continuar su robusta obra de reconocimiento geológico de aquellos sitios que aún no fueron visitados por naturalista alguno.

Nada le detiene en su afán y propósito : va resuelto a vencer todos los obstáculos y triunfa atrevidamente sobre todos los inconvenientes y contrariedades múltiples que a cada paso encuentra en lugares desconocidos, solitarios y tristes, pues quiere engarzar distintos tipos de rocas para fijar su verdadera posición en las edades geológicas de este continente.

Sus vigilias mentales son de alto mérito y sus trabajos tan numerosos como de un valor científico superior, constituyendo, en su conjunto, investigaciones de tal índole que le dan relieve propio y característico.

Su juicio sobre la minería se critica por estar señalado de un pesimismo el que debemos interpretar como una prudente advertencia a los entusiastas que se forjan ligeras ilusiones sobre la explotabilidad minera y su halagador resultado en el esfuerzo del capital y trabajo sin la base severa del geólogo prudente e investigador; y ese pesimismo es advertencia preciosa, útil e indispensable para evitar fracasos que siempre perjudican a la minería argentina.

Maestro de la vieja Universidad de Córdoba, su paso por aquella alta casa de estudios superiores dejó huella profunda en la enseñanza de las ciencias naturales, labor que realizó sobre la base del conocimiento práctico del suelo, formando con su infatigable tesón y esfuerzo el museo geo-mineralógico, y orientando la enseñanza con sus propias publicaciones que forman gruesos volúmenes de *Ciencia argentina,* los que se encuentran a la mano en todas las universidades y academias del mundo, ocupando lugar predilecto; no solamente por la autoridad de su saber, sino también por la seguridad plena, ya que su obra es fruto de una paciente y larga inves-

tigación, que aún continúa, investigaciones realizadas en los propios lugares, como para poder afirmar la fidelidad del investigador de conciencia que no traduce opiniones ajenas sin antes haber visitado los puntos de examen y estudio.

Por estos antecedentes es tal vez el geólogo que más conoce nuestro suelo, que aún visita, recorre, analiza y estudia, en viejos lugares que le son familiares, para rectificar o ratificar sus juicios, afanándose en conocer nuevos sitios para completar el cuadro geológico nacional.

Su seriedad mental es tan robusta destacándose con relieves propios, poco comunes.

Su larga y continua peregrinación ha permitido a otros especialistas en flora y fauna, estudiar las colecciones que había recogido en sus constantes viajes, como igualmente utilizar los fósiles encontrados, todo lo que enriqueció los museos y dió base preciosa para estudios múltiples de positiva importancia.

La Academia Nacional de Ciencias, a la que se incorporó en su juventud con todo calor, entusiasmo y dedicación, lo cuenta hoy, con predilecta satisfacción, en su mayor edad, trabajando con verdadero ahinco, señalando nítidamente su espíritu inquieto de profundo estudioso.

Es honroso para la Academia de Ciencias ofrecer este homenaje a su benemérito colaborador, doble más cuando llegado a los setenta años — que a justo título es la hora del descanso — continúa empeñosamente sus investigaciones científicas en la plenitud de sus fuerzas intelectuales.

La Academia, al tributar un recto homenaje al ilustrado maestro, al destacado geólogo, al hombre de ciencia, se place en solidarizarse con la obra del sabio.

Por la Academia Nacional de Ciencias,

RICARDO J. DAVEL,
Presidente.

NÓMINA

DE

LOS TRABAJOS PUBLICADOS POR GUILLERMO BODENBENDER

Compilada por E. SPARN

1884. *Ueber den Zusammenhang und Gliederung der Tertiärbildungen zwischen Frankfurt a. M. und Marburg-Ziegenhain.* Inaug.-Diss. Stuttgart, 1884.

1889. *Expedición al Neuquén.* Bol. Inst. Geogr. Argent., tomo X, octubre, 1889, pp. 311-329. Con un mapa.

1890. *La cuenca del valle del Río Primero en Córdoba. Descripción geológica del valle del Río 1° desde la Sierra de Córdoba hasta la Mar Chiquita.* Bol. Acad. Nac. de Cienc., Córdoba, tomo XII, pp. 5-54. Con un plano geológico y 4 tablas.

Vorläufige Mitteilungen über eine Reise nach dem Ostabfall der Anden zwischen Rio Diamente und Rio Negro. Peterm. Geogr. Mittheilungen, 1890.

1891. *Apuntes sobre rocas eruptivas de la pendiente oriental de los Andes, entre Río Diamante y Río Negro.* Rev. Arg. de Hist. Natural, Buenos Aires, tomo 1, pp. 177-202.

1892. *Sobre el terreno jurásico y cretáceo en los Andes argentinos, entre el Río Diamante y Río Limay.* Bol. Acad. Nac. de Cienc., Córdoba, tomo XIII, pp. 5-42. Con un croquis de la Sierra de Malargue y una lámina de perfiles.

1893. *Sobre el carbón y asfalto carbonizado de la provincia de Mendoza.* Bol. Acad. Nac. Ciencias, Córdoba, tomo XIII, pp. 151-171.

Die Pampas-Ebene im Osten der Sierra von Córdoba in Argentinien. Ein Beitrag zur Entwicklungsgeschichte der Pampa. Peterm. Geogr. Mittheilungen, 1893, pp. 231-237, 259-264.

1894. *La llanura al este de la Sierra de Córdoba. Contribución a la historia del desarrollo de la llanura pampeana.* Bol. Acad. Nac. Cienc., Córdoba, tomo XIV, pp. 21-55.

Comunicaciones mineras y mineralógicas. Los criaderos de wolfram y molibdenita de la Sierra de Córdoba. Bol. Acad. Nac. Ciencias, Córdoba, tomo XIV, pp. 93-115.

Die Wolfram-Minen der Sierra von Córdoba in der argentinischen Republik. Zeitschrift f. prakt. Geologie, Jahrg. II, pp. 409-414.

1895. *El terremoto del 27 de octubre de 1894. Informe presentado al señor rector de la Universidad de Córdoba sobre las causas y los efectos del terremoto del 27 de octubre, en las provincias de San Juan y La Rioja.* Córdoba, 1895, 48 pp.

Das argentinische Erdbeben vom 27. Oktober 1894. « La Plata Rundschau », Buenos Aires, Jahrg. I, pp. 387-394.

El terremoto argentino del 27 de octubre de 1894. Bol. Acad. Nac. Cienc., Córdoba, tomo XIV, pp. 293-329.

1896. *Sobre la edad de algunas formaciones carboníferas de la República Argentina.* Rev. Museo de La Plata, tomo VII, pp. 129-148.

Ueber Silur, Devon, Carbon und die Glossopteris-Stufe in der Gegend von Jachal im nordwestlichen Argentinien (Brief an Herrn E. Kayser). Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Gesellschaft, Berlin, Jahrg. XLVIII, pp. 183-186.

Beobachtungen über Devon-und Gondwana-Schichten in der argentinischen Republik. Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Gesellschaft, Berlin, Jahrg. XLVIII, pp. 743-772.

1897. *Devono y Gondwana en la República Argentina. Las formaciones sedimentarias de la parte noroeste.* Bol. Acad. Nac. Cienc., Córdoba, tomo XV, pp. 201-252. Con un plano de perfiles y un croquis de orientación.

El suelo y las vertientes de la ciudad de Mendoza y sus alrededores. Bol. Acad. Nac. Cienc., Córdoba, tomo XV, pp. 425-486. Con un plano y un perfil.

El mismo trabajo se publicó también en : Coni, *Saneamiento de Mendoza,* pp. 555-608, Buenos Aires, 1897.

1899. *Wismuthspath (cerhaltig) in Gangform.* Zeitschr. f. prakt. Geologie, Jahrg. 1899, p. 322.

Los minerales : Su descripción y análisis, con especialidad de los existentes en la República Argentina. Obra adaptada a los fines de la enseñanza. (Suplemento al tomo XV del Bol. Acad. Nac. Cienc., Córdoba). Córdoba, 1899. 306 págs.

1900. *Comunicaciones mineras y mineralógicas :*

II. *Criaderos de wolfram en las sierras de Córdoba y San Luis.* Bol. Acad. Nac. Cienc., Córdoba, tomo XVI, pp. 206-223 ;

III. *La mica de la sierra de Córdoba.* Bol. Acad. Nac. Cienc., Córdoba, tomo XVI, pp. 273-283 ;

IV. *La mina Sala, provincia de San Luis ; criadero de plomo, molibdeno y vanadio.* Bol. Acad. Nac. Cienc., Córdoba, tomo XVI, pp. 283-291 ;

V. *Mina de galena « La Piedra Baya » (Prov. de San Luis).* Bol. Acad. Nac. Cienc., Córdoba, tomo XVI, pp. 291-292 ;

1901. VI. *Onix-mármol de las provincias de San Luis y de Mendoza.* Bol. Acad. Nac. Cienc., Córdoba, tomo XVII, pp. 359-364 ;

VII. *Criaderos auríferos de la Rinconada (Prov. de Jujuy).* Bol. Acad. Nac. Cienc., Córdoba, tomo XVII, pp. 364-368 ;

VIII. *Criaderos de seleniuro de cobre, de sulfuro de cobre y de sulfuro de plata. Carbonato con cloruro de cobre (Prov. de Catamarca).* Bol. Acad. Nac. Cienc., Córdoba, tomo XVII, pp. 368-371;

IX. *Criadero de óxido de estaño (casiterita) con escorodita y pirita arsenical en la provincia de La Rioja.* Bol. Acad. Nac. Cienc., Córdoba, tomo XVII, pp. 372-375;

X. *Plomo nativo en el aluvión aurífero de la Puna de Jujuy.* Bol. Acad. Nac. Cienc., Córdoba, tomo XVII, pp. 375-376;

XI. *Rutilo (nigrina) de la sierra de Córdoba.* Bol. Acad. Nac. Cienc., Córdoba, tomo XVII, p. 376;

XII. *Ulexita (boronatrocalcita) de las borateras de Jujuy.* Bol. Acad. Nac. Cienc., Córdoba, tomo XVII, pp. 377-378;

XIII. *Smithsonita (carbonato de zinc) de criaderos de blenda y de galena de la sierra de Córdoba.* Bol. Acad. Nac. Cienc., Córdoba, tomo XVII, p. 379;

XIV. *Aluminita con cuprita y cobre nativo de criaderos metalíferos dentro de traquita, del cerro Atajo (Prov. de Catamarca).* Bol. Acad. Nac. Cienc., Córdoba, tomo XVII, pp. 380-381.

Bleiglanz- Vanadin- und Molybdänerzgang in der Provinz San Luis, Argentinien, Südamerika. Zeitschr. f. prakt. Geologie, Jahrg. IX, pp. 52-55.

Glimmer aus Argentinien. Zeitschr. f. prakt. Geologie, Jahrg. IX, pp. 55-56.

1902. *El oro. Producción en los últimos 50 años, reseña histórico-geológico-metalúrgica, guía general para el reconocimiento y beneficio de los criaderos de dicho metal. Conferencia.* Córdoba, 1902, 123 págs.

El carbón rético de « Las Higueras » en la provincia de Mendoza. Bol. Acad. Nac. Cienc., Córdoba, tomo XVII, pp. 139-160.

Contribución al conocimiento de la Precordillera de San Juan, de Mendoza y de las sierras centrales de la República Argentina. Bol Acad. Nac. Cienc., Córdoba, tomo XVII, pp. 203-262. Con 2 láminas de cortes geológicos.

1905. *La Sierra de Córdoba. Constitución geológica y productos minerales de aplicación.* Anales del Ministerio de Agricultura, Secc. Geol. Min. y Minería, Buenos Aires, tomo I, nº 2, 150 pp. Con un plano geológico.

1906. *Apuntes para la confección de un mapa geológico agronómico.* Bol. del Ministerio de Agricultura, Buenos Aires, tomo IV, nos 4 y 5, 8 págs.

Informe sobre una exploración geológica en la región de Orán (Prov. de Salta). Bol. del Ministerio de Agricultura, Buenos Aires, tomo IV, nos 4 y 5, 13 págs.

1907. *Contribución al conocimiento geológico de la República Argentina.* I, *Petrografía:* 1º *Meláfiros, basaltos y andesitas de la Sierra de Córdoba;* 2º *Diabasas, porfiritos augíticos y meláfiros que se encuentran entre la Sierra de Córdoba y la precordillera. Según investigaciones de los doctores Chelius, Brackebusch, Siepert, Stelzner, y propias.* Anal. del Mi-

nisterio de Agricultura, Secc. Geol., Min. y Minería, Buenos Aires, tomo II, nº 3, 34 págs.

1911. *Constitución geológica de la parte meridional de La Rioja y regiones limítrofes.* Bol. Acad. Nac. Cienc., Córdoba, tomo XIX, pp. 5-220. Con un plano geológico y un cuadro de perfiles. Anal. del Ministerio de Agricultura, Secc. Geol., Min. y Minería, Buenos Aires, tomo VII, nº 3 (1912).

1912. *La formación de los esquistos cristalinos.* Bol. del Centro Estudiantes de Ingeniería, Córdoba, tomo I, pp. 682-697.

1913. *Comunicaciones mineralógicas y mineras. Nº XV: La formación de plata metálica y de los filones argentíferos en El Famatina.* Bol. Acad. Nac. Cienc., Córdoba, tomo XIX, pp. 429-440.

1915. *Apuntes sobre minerales de adorno.* Revista del Centro Estudiantes de Ingeniería, Córdoba, tomo III, pp. 10-22, 55-68.

1916. *Rocas eruptivas. Principales caracteres y grupos.* Revista del Centro Estudiantes de Ingeniería, Córdoba, tomo V, pp. 512-528.

Ejercicios de introducción a la química analítica. Córdoba, 1926, 86 págs.

El Nevado de Famatina (Prov. La Rioja). Con un plano geológico y una lámina de perfiles geológicos. Bol. Acad. Nac. Cienc., Córdoba, tomo XXI, pp. 100-182; Anal. del Ministerio de Agricultura, Secc. Geol., Min. y Minería, Buenos Aires, tomo XVI, 1922, nº 1. Con un mapa geológico, 6 perfiles geológicos y 17 láminas.

1916/18. *Guía de las colecciones del Museo mineralógico-geológico [de la Universidad de Córdoba]. Bases para la organización de museos de mineralogía y geología destinados a la enseñanza.* Revista de la Universidad de Córdoba, años III, IV y V. 193 págs.

1917. *De los yacimientos minerales de aplicación, en particular de los metalíferos.* Revista del Centro Estudiantes de Ingeniería de Córdoba, tomo VI, pp. 249-265.

1921. *Reseña hidrogeológica de la cuenca del Río Primero en Córdoba.* Bol. Acad. Nac. Cienc., Córdoba, tomo XXV, pp. 205-238.

1925. *El calchaqueño y los estratos de la Puna de Penck.* Bol. Acad. Nac. Cienc., Córdoba, tomo XXVII, pp. 405-468.

Contribuciones (en alemán) a las obras de:

O. Behrendsen, *Zur Geologie des Ostabfalles der argentinischen Cordillere.* Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. XLVIII, Heft. 2, y XLIX, Heft. 1.

A. Steuer, *Argentinische Juraablagerungen.* Paläontol. Abhandlungen, Bd. VII, 1897, pp. 129-222.

A. Tornquist, *Der Dogger am Espinazito-Pass, nebst einer Zusammenstellung der jetzigen Kenntnisse von der argentinischen Juraformation.* Paläontol. Abhandlungen, N. F. Bd. IV (der ganzen Reihe VIII), 1898, pp. 135-240.

Fr. Merkel, *Ueber argentinische Gräberschädel.* Nachrichten d. Kgl. Ges. d. Wiss. zu Göttingen, 1890.

R. Virchov, *Ueber argentinische Gräberschädel in Neuquén, Argentinien.* Verh. d. Anthropol. Ges. zu Berlin, 1890.

Traducciones del alemán al castellano

A. Steuer, *Estratos jurásicos argentinos. Contribución al conocimiento de la geología y paleontología de los Andes argentinos entre el Río Grande y el Río Atuel.* Actas Acad. Nac. Cienc., Córdoba, tomo VII, 1921, pp. 27-128.

O. Behrendsen, *Contribución a la geología de la pendiente oriental de la Cordillera argentina.* Actas Acad. Nac. Cienc., Córdoba, tomo VII, 1922, pp. 157-227.

A. Stelzner, *Contribución a la geología de la República Argentina con la parte limítrofe de los Andes chilenos entre los 32° y 33° sur.* Actas Acad. Nac. Cienc., Córdoba, tomo VIII, 1923, pp. 1-228.

C. Gottsche, *Contribuciones a la paleontología de la República Argentina. Sobre fósiles jurásicos de la Cordillera argentina (Paso del Espinacito, prov. de San Juan). Completado por los resultados paleontológicos y geológicos de la obra « El Dogger en el Paso de Espinacito »*, por A. Tornquist. Actas Acad. Nac. Cienc., Córdoba, tomo VIII, 1924, pp. 231-296.

E. Kayser, *Contribuciones a la paleontología de la República Argentina. Sobre fósiles primordiales e infrasilurianos.* Actas Acad. Nac. Cienc., Córdoba, tomo VIII, 1924, pp. 299-332.

H. B. Geinitz, *Contribuciones a la paleontología de la República Argentina. Sobre plantas y animales réticos en las provincias argentinas de La Rioja, San Juan y Mendoza.* Actas Acad. Nac. Cienc., Córdoba, tomo VIII, 1924, pp. 335-347.

SOBRE UNA ANDESINA PROCEDENTE DE ALTA GRACIA

(PROVINCIA DE CÓRDOBA)

(CON 2 LÁMINAS)

POR ROBERTO BEDER

Hace unos diez años, un excursionista me trajo de Alta Gracia (prov. de Córdoba) varias muestras de una roca que se destacaba por su contenido de cristales de feldespato. Éstos se encuentran en el contacto inmediato de una masa de feldespato cristalino de grano regularmente grueso, de color blanco lechoso y de un mármol granuloso grueso. En el límite sinuoso de estos dos elementos litológicos los cristales de feldespato están adheridos a la roca feldespática, dirigiendo sus terminaciones hacia la caliza; muy pocos individuos se han desarrollado sin este apoyo dentro de la última roca misma. Por la acción del agua de lluvia una parte de la calcita se había disuelto, quedando algunos cristales de feldespato a la vista, algo corroídos por surcos a lo largo de sus clivajes principales. Con ácido clorhídrico diluído se podía acelerar el proceso que había iniciado la naturaleza, obteniendo cristales con caras cristalográficas en parte muy nítidas y brillantes pero de un interior turbio lechoso; raras veces translúcidos hasta parcialmente transparentes. El tamaño oscila entre 1 y 15 milímetros, los mejores son de 2 a 6 milímetros. Junto con el feldespato están asociados abundantes cristales de un anfíbol en forma de agujas achatadas de una escala de color que va del incoloro de los cristales más finos por un verde esmeralda hasta un verde obscuro en los individuos mayores (2 cm. $\pm$), lo que deja clasificarlo como tremolita hasta actinolita. Esos cristales están también envueltos por la calcita, quedando la terminación inferior encima y hasta algo aprisionada en los cristales del feldespato. Se ha estudiado algunos de estos cristales con el goniómetro, pudiéndose constatar la presencia de las formas siguiente: $m\{110\}$, predominante; $b\{010\}$; $a\{100\}$; caras terminales no había. Solamente las agujas más finas, incoloras hasta de un verde muy claro (tremolita) dieron reflejos nítidos en el instrumento; los individuos mayores

(arriba de unos 5 milímetros de largo), generalmente de un verde más pronunciado hasta obscuro (actinolita), eran muy estriados verticalmente y no se prestaron para una investigación. Los términos medios aritméticos de estas medidas son:

$$b\,(010) : m\,(110) = 62°10'$$
$$a\,(100) : m\,(110) = 27°51'$$

J. D. Dana (1) da:

$$62° \quad 5°5$$
$$(27° \quad 54°5)$$

Una sola vez se ha podido constatar la presencia de cristales de diópsido, de color verde claro, crecidos con su zona prismática sobre la base de un cristal de feldespato, un caso que describiremos con mayor profusión de detalles al fin del presente trabajo (pág. 14). La asociación mineralógica enseña con claridad que se trata de una *formación de contacto*. La roca ígnea que aparece en las muestras es una *aplita de plagioclasa* de carácter algo particular y semejante a otra aplita de casi igual aspecto exterior, que he descrito de la Salamanca (2), al sudsudoeste de San Marcos Sierra, donde forma un filón que colinda por un costado con una anfibolita y por el otro con una roca córnea, compuesta de granate, wollastonita y diópsido.

Nuestra roca aplítica se compone casi exclusivamente de *plagioclasa*; minerales fémicos no contiene, ni tampoco se ha visto cuarzo. Algunos aislados cristales de *tremolita* de color verde grisáceo muy pálido y de terminaciones hilachosas se dejan interpretar mejor como producto del metamorfismo endógeno que una componente normal de la aplita. A la despensa de esta tremolita se formaron algunos cristales de *clinozoisita*, de tinte amarrillento muy pálido. También considero de naturaleza secundaria las pocas hojitas de *muscovita* dentro de los feldespatos, mayormente desarrollada como escamitas sericíticas que se ubican con preferencia sobre las grietas de clivaje y los planos de maclas. Muy escasos son unos cristalitos columnares (0,03 mm) de un mineral muy refringente y birrefringente de color verde aceituna *(zircono ?)*, que aparecen en la vecindad de la tremolita dentro del feldespato. De igual escasez son agujas finísimas, incoloras, del mismo orden de tamaño, que probablemente

(1) J. D. Dana, *The System of Mineralogy*, 6ª edición, página 387, New-York, 1911.

(2) R. Beder, *Estudios geológicos en la Sierra de Córdoba, especialmente de las calizas cristalino-granulosas y sus fenómenos de metamorfismo*. Dirección general de minas, geología e hidrología, Boletín número 33, serie B (Geología), páginas 37-38, Buenos Aires, 1922.

pertenecen a la *apatita*. Las partículas irregulares y sin contornos propios de calcita que se suele observar de vez en cuando, se explican por una inmigración capilar de la caliza vecina.

La plagioclasa forma cristales panidiomorfo-granulares. Se presentan en buen estado de conservación, su alteración en mica sericítica es insignificante pero hay algunos individuos que están más atacados que otros. Es característica la inclusión orientada de microlitos chatos, de contornos indecisos, de una substancia opaca, tal vez *hematita* (tamaño máximo : 0,05 mm). La plagioclasa está a menudo maclada, pero no siempre, según la ley de albita, a veces en combinación con láminas delgadas que parecen pertenecer a la ley de periclino (o de Manebach ?). La mayoría de los individuos de feldespato es homogénea, en el resto se nota un margen delgado, de extinción algo distinta o se nota manchas irregulares en su interior que hacen la impresión de restos de una modificación que por su viscosidad no podía adaptarse al equilibrio requerido el cual fué alcanzado por la parte del cristal que la envuelve. La determinación microscópica de las plagioclasas ha dado valores que responden a una *andesina* (38 % An ; extremos 35 % y 45 % An), los márgenes recién citados son más ácidos que el centro (31 % An). No se nota ningún límite entre las plagioclasas de la roca aplítica y los cristales individualizados en su contacto hacia la caliza cristalino-granulosa, las propiedades fisiográficas de los últimos son muy parecidas a las de aquellos y queda indeterminado hasta que punto va su parentezco constitucional.

Dedicaremos ahora nuestra atención a los cristales de feldespato. Tan abundantes como son las investigaciones cristalográficas sobre la albita y la anortita, tan relativamente escasos son para los miembros intermediarios. No es que éstos sean menos frecuentes, al contrario, pero las condiciones bajo las cuales suelen formarse, no son propicias para el desarrollo de caras cristalográficas nítidas. Esta imperfección morfológica se expresa luego en los resultados goniométricos. Compárese por ejemplo los valores de los elementos cristalográficos fundamentales, los ángulos α, β, γ que da J. D. Dana (1) con los gráficos de los valores teóricos que

(1) J. D. Dana, *op. cit.*, páginas 328 332-334, 338.
Estos ángulos son, agregando algunos otros valores :

	α	β	γ	P/M	$a : b : c$
Albita	94°3′	116°28 $^{7}/_{6}$′	88°8 $^{2}/_{3}$′	90°3 $^{1}/_{2}$′	0,63347 : 1 : 0,55771
Oligoclasa	93°4 $^{1}/_{3}$′	116°22 $^{1}/_{2}$′	90°4 $^{1}/_{2}$′	88°23 $^{1}/_{2}$′	0,63206 : 1 : 0,55239
Andesina	93°22 $^{3}/_{4}$′	116°28 $^{1}/_{2}$′	89°58 $^{5}/_{6}$′	88°20 $^{1}/_{6}$′	0,63556 : 1 : 0,55206
Labrador	93°31′	116°3′	89°54 $^{1}/_{2}$′	86°4′	0,6377 : 1 : ?
Anortita	93°13 $^{1}/_{3}$′	115°55 $^{1}/_{2}$′	91°11 $^{2}/_{3}$′	33°54′	0,63473 : 1 : 0,55007

han dado a conocer E. A. Wülfing (1) y E. Schmidt (2). La discrepancia es sorprendente y nos enseña la necesidad de nuevas investigaciones. Pero aún en el caso de que se disponga de una serie de cristales bien desarrollados del mismo lugar, tendremos que tener en primer lugar la seguridad de que el material sea homogéneo. Desde la aplicación generalizada de los métodos de Fedorow es una observación bien conocida que la composición de las plagialasas que se reunen por una ley de macla, puede variar dentro de ciertos límites. Un estudio cristalográfico de tales feldespatos puede dar valores que individualmente podrán ser exactos, pero utilizando las medidas de un conjunto de numerosos cristales, se deberá obtener valores algo erróneos (se trata de pocos minutos) que no concuerdan exactamente con los de un feldespato de una composición de un término medio, pues los ángulos no son funciones lineares, aunque continuas, de la ley en albita o anortita. Especialmente el valor del ángulo γ y algo menos el de α son muy susceptibles a un cambio en la composición. Esta sensibilidad se acentúa más hacia la terminación ácida (albita) de la serie que por la opuesta, mientras que para las mezclas intermediarias estos ángulos no sufren un cambio tan rápido. El valor del ángulo β es el que guarda más proporcionalidad con la composición química sin llegar su gráfico a una línea recta.

El control, si todos los individuos de una serie de cristales de plagioclasa pertenecen a una mezcla de albita y de anortita bien definida, tropieza prácticamente con las mayores dificultades. El método que aparentemente promete el mejor resultado es la determinación del peso específico mediante licores densos, pero en la práctica falla, debido a las pequeñas inclusiones de substancias ajenas (microlitos, copos de productos de descomposición, burbujas de gas) que muy pocas veces faltan por completo y cuya influencia sobre el peso específico es mayor que las del peso específico de feldespatos de mezclas poco diferentes. Esta observación vale especialmente para las feldespatos medianos de la serie de plagioclasa que suelen ser los menos puros.

En consideración de estos factores un estudio goniométrico de nuestros cristales de feldespato prometió de antemano poco éxito para obtener valores exactos, especialmente cuando se vió que la calidad de los reflejos en el instrumento no respondía a su aspecto a ojo. Sin embargo, la exactitud alcanzada bastará para establecer con certeza la existencia de una serie de caras, como se verá por los datos que arroja el siguiente cuadro :

(1) E. A. Wülfing, *Lassen sich die kristallographischen Fundamentalwinkel der Plagioklase mit der Zusammensetzung in gesetzmässige Beziehung bringen? Sitzungsber. d. Heidelberger Akad. d. Wissenschaften, Math. naturwiss. Kl. Abt.* A, 13. Abh. página 21, Heidelberg, 1915.

(2) E. Schmidt, *Die Winkel der kristallographischen Achsen der Plagioklase. Chemie der Erde,* I. Jena 1915, páginas 351-406 [403].

Se habían seleccionado 21 cristales de los más perfectos que había y unos 30 trocitos de clivaje de individuos maclados según la ley de albita para determinar en ellos el ángulo P_1P_2 que es un valor determinativo relativamente fácil de obtener ($90° - {}^1/_2 P_1P_2 = PM$), pero es de lamentar que no sea muy susceptible a un cambio en la composición (PM Ab = 86°26′, PM An = 85°48′) (1). Nuestras medidas dieron para el ángulo P_1P_2 valores que oscilan entre los límites de 7°23′ y 7°52′, con una acumulación manifiesta (5 de las 37 medidas utilizables) del valor 7°40′. El término medio aritmético de las 37 observaciones da : 7°38′; preferimos el primer valor.

Del $\measuredangle P_1P_2 = 7°40'$ se obtiene el $\measuredangle PM = 86°10'$ que corresponde a 42 por ciento An.

Del $\measuredangle P_1P_2 = 7°38'$ se obtiene el $\measuredangle PM = 86°11'$ que corresponde a 40 por ciento An.

Las demás medidas cristalográficas dieron valores que oscilaban entre límites muy variables pero sin alcanzar, en general, una acumulación marcada alrededor de una cifra destacante.

Las caras de primer orden, que nunca faltan (salvo estorbo por crecimiento o rotura), son : P $\{001\}$, M $\{010\}$, l $\{110\}$ y T $\{1\bar{1}0\}$. La cara T da los mejores reflejos de todos, sigue después P, luego M y l.

Relativamente frecuente son las caras que denominaremos de segundo orden y que son : p $\{\bar{1}11\}$, o $\{\bar{1}\bar{1}1\}$, e $\{021\}$, n $\{0\bar{2}1\}$, x $\{\bar{1}01\}$ y f $\{130\}$; algo más escaso es z $\{1\bar{3}0\}$. Las dos últimas caras suelen ser muy delgadas, las demás están relativamente bien desarrolladas, pero la nitidez de sus reflejos deja mucho que desear.

Bajo el grupo de caras del tercer orden reuniremos las formas aisladas : h $\{100\}$ (muy delgada), u $\{\bar{2}\bar{2}1\}$, r $\{\bar{4}03\}$, y $\{\bar{2}01\}$ que aparecieron cada una 2 veces, mientras g $\{\bar{2}21\}$ se ha observado en un solo caso.

Una sola vez y con un reflejo borrado y débil se ha encontrado una cara que tal vez puede ser $(\bar{1}02)$ pero queda todavía demasiado insegura para declararla como forma nueva. Algunas caras muy pequeñas o delgadas no dieron reflejos en el instrumento. Por su ubicación a la vista en zonas conocidas (observación con el microscopio del goniómetro), se supone que pertenecen a las formas : γ $(\bar{1}12\}$ y ζ $\{\bar{1}\bar{1}2)$. En la figura de la proyección estereográfica del conjunto de las caras observadas (lám. II), están clasificadas como caras inseguras.

En el cuadro siguiente está presentada la distribución de las caras en los cristales medidos ($\times$), los signos dobles ($\times$; $\times$) indican que la cara se encuentra además en un individuo de macla :

(1) Véase el gráfico en E. A. Wülfing, *op. cit.*, página 20; y E. Schmidt, *op. cit.*, página 402.

Caras	Nómina de los cristales																				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
P {001}	×	×;×	×;×	×	×;×	×	×	×;×	×	×	×	×;×	×;×	×	×	×	×	×	×	×	×;×
M {010}	×	×	×	×	×	×	×	×	Cliv.	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	Cliv.	Cliv.
l {110}	×	×	×	×	×; ?	×	×	×	×	×	×	×;×	×	×	×	×	—	×	×	×	×
T {1$\bar{1}$0}	×	×;×	×; ?	×	×	×	×	×;×	×	×	×	×	×;×	×	×	×	—	×	×	×	×;×
p {$\bar{1}$11}	—	—	×	—	—	—	—	×	—	×	×	×	×;×	×	—	—	—	×	×	—	—
o {1$\bar{1}\bar{1}$}	×	—	—	—	×	?	—	×	—	—	×	?	×;×	×	—	—	—	—	—	—	—
e {021}	—	×	—	×	—	×	—	—	—	—	—	×	×;×	×	—	—	—	×	?	—	—
n {02$\bar{1}$}	×	—	—	—	×	—	×	×	—	—	—	—	×;×	×	—	—	—	—	—	—	—
x {$\bar{1}$01}	?	—	×	—	×	—	—	×	—	—	×	?	×;×	—	—	—	—	—	—	—	—
f {130}	×	×	×	—	—	×	×	—	—	×	—	—	×	×	—	×	—	—	—	—	—
z {1$\bar{3}$0}	—	—	—	—	×	—	—	×	—	—	—	—	—	—	—	×	—	—	—	—	—
h {100}	—	—	—	—	×	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	×	—	—	—	—	—
u {2$\bar{2}$1}	—	—	—	—	×	—	—	—	—	×	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
r {$\bar{4}$03}	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	×	—	×	—	—	—	—	—	—	—	—
y {$\bar{2}$01}	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	×	—	×	—	—	—	—	—	—	—	—
g {$\bar{2}$21}	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	×	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
γ {$\bar{1}$12}	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	?	—	—	—	—	—	—	—	—
δ {1$\bar{1}$2}	—	—	—	—	—	?	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
{$\bar{1}$02}	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	?	—	—	—	—	—	—	—	—

Tamaño en milímetros

Alto.....	13.0	11.0	5.0	4.0	9.0	4.5	5.0	5.0	1.5	3.0	7.0	4.8	4.0	3.5	2.0	5.0	5.0	2.5	3.0	1.5	5.0
Ancho.....	1.3	3.5	2.5	2.8	10.0	4.5	4.5	2.8	1.0	6.0	7.0	2.5	1.5	1.8	1.7	2.5	5.0	5.0	2.7	2.0	1.8
Profundidad .	20.0	3.5	3.0	3.6	10.0	4.8	6.0	5.0	1.5	6.0	8.0	2.7	2.0	2.0	2.8	4.5	4.0	3.3	3.0	2.5	4.2

Un poco más de la mitad de los cristales (14) son individuos simples, los demás, con excepción del cristal número 13, contienen una o más intercalaciones de láminas delgadas de otros individuos según la ley de albita. En este caso se debería hablar, en sentido estricto, de tres o más individuos. Sin embargo el traje del conjunto es el de un solo individuo. Según la ubicación de las láminas de maclas, éstas aparecen solamente con las caras P $\{001\}$ y $l\{110\}$ o P $\{001\}$ y T $\{1\bar{1}0\}$. Únicamente en el cristal número 8 (lám. I) las láminas de macla de albita están algo más acentuadas, llegando a modificar el aspecto del individuo predominante. El desarrollo de la parte superior con P $\{001\}$ es tan frecuente como el de la parte inferior con $\bar{P}\{00\bar{1}\}$; individuos con ambas partes son escasos (n^{os} 6 y 10). Un cristal (n° 13) mostró una macla que se dejaba establecer como perteneciente a la ley de Manebach. Los dos individuos que la componen están alargados según el eje de la zona [110] y achatados paralelamente a P $\{001\}$. Este feldespato era además muy rico en caras, pero con excepción de P (001) y $P'(00\bar{1})$ eran muy chicas y además algo redondeadas en las aristas.

En la tabla que sigue doy las medidas cristalográficas. Vuelvo a repetir que por la imperfección de las caras no pueden pretender dar los valores exactos que responden a este feldespato en realidad. El propósito consiste más bien en proporcionar un control para la enumeración de las formas que se han observado, y en este sentido los valores calculados concuerdan con exactitud suficiente con las observaciones directas para descartar una equivocación.

	Medido	Calculado
M : P = (010) : (001)	86°10′ ± 1′	
M : l = (010) : (110)	59°10′ ± 17′	
l : T = (110) : $(1\bar{1}0)$	59°24′ ± 17′	
P : T = (001) : $(1\bar{1}0)$	69°4′ ± 9′	
P : p = (001 : $(\bar{1}11)$	54°54′ ± 13′	
M : h = (010) : (100)	88°52′ ± 30′	88°30′
M : f = (010) : (130)	29°59′ ± 20′	29°55′
$\bar{M}$: z = $(0\bar{1}0)$: $(1\bar{3}0)$	30°10′ ± 28′	30°41′
l : P = (110) : (001)	65°26′ ± 9′	65°30′
P : o = (001) : $(\bar{1}\bar{1}1)$	57°38′ ± 18′	57°40′
o : p = $(\bar{1}\bar{1}1)$: $(\bar{1}11)$	53°16′ ± 56′	53°4′
P : x = (001) : $(\bar{1}01)$	51°40′ ± 24′	51°38′
T : o = $(1\bar{1}0)$: $(\bar{1}\bar{1}1)$	98°14′ ± 54′	98°16′
P : n = (001) : $(0\bar{2}1)$	46°21′ ± 33′	46°35′
T : n = $(1\bar{1}0)$: $(0\bar{2}1)$	52°29′ ± 48′	52°20′
P : e = (001) : (021)	42°48′ ± 5′	42°47′
P : y = (001) : $(\bar{2}01)$	82°15′ ± 40′	81°36′

$P : u = (001) : (\bar{2}\bar{2}1)$	85°23′	84°56′
$P : r = (001) : (\bar{4}03)$	64°25′ ± 40′	64°51′
$P : y = (001) : (\bar{2}21)$	82° aprox.	80°54′
$P : ? = (001) : (\bar{1}02)$	25° aprox.	25°41′

Para los ángulos de los ejes cristalográficos se ha calculado los valores siguientes :

$$\alpha = 93°32'$$
$$\beta = 116°22'$$
$$\gamma = 89°46'.$$

Si aceptamos que el feldespato contenga 42 por ciento de anortita (véase página 11) resultarían de los gráficos de E. A. Wülfing y E. Schmidt los valores teóricos : $\alpha = 93°27'$; $\beta = 116°14'$ y $\gamma = 90°0'$.

La relación de los parámetros fué calculada a base de nuestras medidas en :

$$a : b : c = 0{,}6355 : 1 : 0{,}5519,$$

que se acercan con gran aproximación a los valores encontrados por G. vom Rath en una andesina (0,63556 : 1 : 0,55206) (1).

El clivaje de nuestra plagioclasa es perfecto según P { 001 }, pero nítidamente menos marcado según M { 010 }.

Delante el soplete funde superficialmente en astillas chicas, pero no ha sido posible obtener un glóbulo vítreo.

El peso específico será discutido más adelante, en ocasión de la interpretación del análisis químico (pág. 9).

Datos ópticos. — Con el microscopio cuidadosamente rectificado y centrado, se han efectuado una serie de medidas de la extinción sobre planos determinados que dieron los datos siguientes :

Extinción sobre M (2) hacia la traza de P = — 9°8 ± 0°8 (42 % An);

Extinción sobre P (3) hacia la traza de M = — 1°7 ± 0°2 (38 % An).

Ambas medidas, aunque diferentes en 4 por ciento de An responden a los valores dentro de los límites de una andesina.

Además se ha medido :

Extinción en cortes aproximados ⊥ a γ; $\alpha'/P = -15° \pm 2°$ (4 observaciones), un dato que indica un feldespato de 44° ± 2° de An.

El ángulo óptico, 2V, fué medido con el aparato de Fedorow, obteniendo los cinco valores :

$$+74°; \quad +77°; \quad +80°; \quad +80°; \quad +87°;$$

(1) E. A. Wülfing, *op. cit.*, página 4.

(2) En trocitos de clivaje y cortes hechos sobre el plano de clivaje.

(3) En cortes hechos sobre el plano de clivaje.

por los cuales las tablas (1) dan una composición respectiva de :

53 % An; 49 % An; 46 % An y 42 % An.

Estos datos, con excepción del último, no concuerdan tanto con las demás medidas determinativas, las cuales nunca llegaron a valores que hablasen por una composición arriba de 46 por ciento de An (2).

No he podido determinar los índices de refracción de nuestro feldespato; solamente se podía establecer en la preparación microscópica que γ' era siempre mayor que el índice del bálsamo de Canadá (1,54), siendo la diferencia muy reducida.

Para poder efectuar un análisis químico, se había apartado una serie de los cristales más puros que se han triturado, seleccionando luego bajo la lente las astillas más traslúcidas que se podían encontrar. Este material fué entregado al doctor Erwin Kittl, quien se encargó con el estudio analítico (1925) y cuyo resultado figura en las dos primeras columnas del cuadro que va a continuación.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
SiO_2	56.77	—	56.77	56.77	57.34	60.3	0.9509	64.33
Al_2O_3	26.60	—	26.60	26.60	26.87	102.2	0.2629	17.79
Fe_2O_3	0.36	—	0.36	—	—	—	—	—
CaO	7.53	7.59	7.56	7.38	7.45	56.1	0.1328	8.98
MgO	0.00	—	0.00	—	—	—	—	—
Na_2O	7.72	—	7.72	7.72	7.80	62.0	0.1258	8.51
K_2O	0.54	—	0.54	0.54	0.54	94.2	0.0057	0.39
H_2O	0.36 *a)*	—	0.36	—	—	—	—	—
CO_2	0.14 *b)*	—	0.14	—	—	—	—	—
	100.02	—	100.05	99.01	100.00		1.4781	100.00

I. Análisis del doctor E. Kittl : *a)* Determinación directa; *b)* Determinación por diferencia de la pérdida al rojo con el valor anterior.

II. Control del CaO por el doctor E. Kittl.

III. Análisis con el término medio de las determinaciones del CaO.

IV. Análisis con los componentes constituyentes del feldespato eli-

(1) Louis Duparc et Max Reinhard, *Les méthodes de Fédorof et leur application à la determination des plagioclases. Schweiz. Min. Petrogr. Mitteilungen,* III, página 38, Zürich, 1923; Albert Johannsen, *Essentials for the Microscopical Determination of rock-forming Minerals and Rocks in thin Sections,* Chicago, 1922.

(2) En un feldespato de composición química análoga, aunque algo más básica, H. S. Washington y F. E. Wright obtuvieron para 2V también valores que oscilaban entre límites de unos 11°. *(A Feldspar from Linosa and the Existence of Soda Anorthite (Carnegieite). Am. Journal of Science,* 29, páginas 52 a 70, New Haven, 1910

minando las demás. El Fe_2O_3 se considera como impureza mecánica (microlitos), el agua se considera como higroscópica y en parte como componente insignificante de las pocas escamas sericéticas. El ácido carbónico existe muy probablemente en combinación con el calcio en forma de calcita, como se deduce de la observación en los cortes microscópicos. Se ha substraído de los 7,56 por ciento de CaO el equivalente que corresponde a los 0,14 por ciento de CO_2, o sea la cantidad de 0,18 por ciento de CaO, lo que da el valor de 7,38 por ciento que indicamos en esta columna.

V. Valores de la columna anterior calculados a la suma de 100 por ciento.

VI. Pesos moleculares.

VII. Proporciones moleculares.

VIII. Porcentajes moleculares.

Un cálculo de la composición en Or, Ab y An del feldespato tropezó al principio con dificultades. Calculando todo el sodio como albita había un déficit considerable en sílice (7,03 %). Empleando toda la sílice y el calcio sobra un exceso de sodio (1,17 %) y de alúmina (1,08 %), mientras para la aplicación entera de la sílice y del sodio, quedaron el calcio (3,51 %) y la alúmina (3,43 %) en exceso, y por último, utilizando toda la sílice y la alúmina (3,1 % Or, 54 % Ab, 42,9 % An, con 0,04 % SiO_2 en exceso y 0,07 % Al_2O_3 como déficit) queda entre los porcentajes moleculares un déficit de 1,83 por ciento de CaO y un exceso de 1,76 por ciento de Na_2O. Estos valores me parecían demasiado elevados para poder atribuirlos a un error en el análisis químico, hecho con toda precaución por un químico muy experto. También había que descartar la posibilidad de una mezcla mecánica con nefelina o canrinita, pues el examen microscópico repetido en varias ocasiones, no dió con ningún mineral que se dejara identificar con ellos. Una interpretación del análisis, sin exceso o déficit sensible de alguna componente, era solamente posible cuando se aceptó la existencia de la molécula de *carnegieita* o *anortita de sodio* (Na_2O, Al_2O_3, $2SiO_2 = Na_2Al_2Si_2O_8$) (1), compuesto que, según L. Ahlers (2), no es tan escaso en las plagioclasas como se suponía hasta ahora. El cálculo puede hacerse en la forma siguiente :

(1) El nombre de carniegita fué dado por H. S. Washington y F. E. Wright en el estudio que hemos citado en la página 96. Como producto artificial era conocido con anterioridad y su existencia en la naturaleza, sola o en combinación con feldespato, fué deducido por varios autores. Para detalles y bibliografía véase : H. E. Boeke y W. Eitel, *Grundlagen der Physikalisch-Chemischen Petrographie*, páginas 328 a 331, Berlín, 1923.

(2) Leonhard Ahlers, *Ueber die Dichte von Quarz, Orthoklas, Albit und Anorthit., Zeitsch. f. Kristallographie*, tomo LIX, páginas 293 a 334 (329 y sigs), Leipzig, 1924.

SiO_2	Al_2O_3	CaO	Na_2O	K_2O		
2.34	0.39	—	—	0.39	3.12 % ortosa (Or); abrev.	3 %
40.50	6.75	—	6.75	—	54.00 % albita (Ab); abrev.	54 %
17.96	8.98	8.98	—	—	35.92 % anortita (An); abrev.	36 %
3.52	1.76	—	1.76	—	7.04 % carnegieita (Cg); abrev.	7 %
64.32	17.88	8.98	8.51	0.39	100.08 %	100 %
+ 0.01	— 0.09	—	—	—		
64.33	17.79	8.98	8.51	0.39	$\Sigma = 100$ %	

Si consideramos que la ortosa existe en forma de solución sólida en la albita y la carnegieita en la anortita, tendríamos la composición de 57 por ciento de Ab y 43 por ciento de An para la cual están en muy cercana conformidad las medidas cristalográficas y la mayoría de las observaciones ópticas. No es posible todavía indicar hasta qué grado las moléculas de ortosa y de carnegieita influyen sobre las propiedades cristalográficas y ópticas de una plagioclasa normal. Una determinación numérica fuera solamente factible cuando existe la certeza que los errores en las medidas son menores que la desviación. Por lo visto en nuestro caso y en el de la anemousita (plagioclasa con anortita de sodio) descrito por H. S. Washington y F. E. Wright *(op. cit.)*, parece que es el ángulo óptico (en función de los índices de refracción) que constituye el factor más susceptible en la modificación de las propiedades físicas.

Era de suponer que la composición de nuestro feldespato se reflejara además en el peso específico. El cálculo teórico se ha hecho en la forma siguiente.

El peso específico de los componentes es :

Ortosa, $d = 2{,}538$ $(t = 0°)$ (1);

Albita, $d = 2{,}613$ $(t = 0°)$ (1);

Anortita, $d = 2{,}754$ $(t = 0°)$ (1);

Carnegieita, $d = 2{,}513$ $(t = 21°$; para $t = 0°$ resulta el valor aproximado de $d = 2{,}515)$ (2).

(1) Leonhard Ahlers, *Ueber die Dichte von Ouart,* etc., página 334. Los pesos específicos de los tres minerales se refieren a la temperatura de 0°, en relación al agua de 4°, medidas efectuadas en el aire.

(2) N. L. Bowen, *The Binary System:* $Na_2Al_2Si_2O_8$ *(Nephelite, Carnegieite).* $CaAl_2Si_2O_8$ *(Anorthite). Am. Journal of Science,* 83. New-Haven, 1912, páginas 551-573. En este trabajo el autor da el peso específico de la carnegieita con 2,513 $(t = 21°)$, determinado mediante la solución de Thoulet (pág. 564). Para la temperatura de O° el peso específico será algo más elevado, aproximadamente dos unidades en la tercera decimal, deducido por una analogía con el cuarzo. Aun en el caso de que nuestro valor usado de 2,515 no fuera exacto, el resultado final de nuestro cálculo resulta ser el mismo, cualquiera de los dos valores (2,513 ó 2,515, o aun 2,516) se aplique; la pequeña diferencia no lo influye.

El volumen específico resulta ser :

$$\frac{3}{2{,}538} + \frac{54}{2{,}613} + \frac{36}{2{,}754} + \frac{7}{2{,}515} = 37{,}703,$$

y el peso específico

$$\frac{1}{37{,}703} = \mathbf{2{,}652}\ (t = 0°).$$

Un examen microscópico del feldespato enseñó que no es factible determinar el peso específico exacto mediante una determinación directa, pues casi todos los individuos contenían pequeñas cantidades de escamas sericíticas ($d = 2{,}83$), vestigios de calcita ($d = 2{,}717$) y sobre todo de microlitos finísimos opacos que responden tal vez a una hematita ($d = 5{,}10$). Todas estas impurezas en su conjunto deben alzar el peso específico un poco. Hemos probado de calcular la densidad del feldespato, junto con sus inclusiones, tal como servía para el análisis químico y basándonos en el resultado de éste, es decir, poniendo en cuenta el pequeño porcentaje en Fe_2O_3 (hematita) y de calcita. Sobre la cantidad de la sericita no tenemos indicación directa. Por este motivo haremos el cálculo para varios porcentajes en muscovita con el objeto de darnos cuenta de su influencie sobre la densidad del feldespato :

1° Sin mica : $\frac{0{,}36}{5{,}10}$ (hematita) + $\frac{0{,}32}{2{,}717}$ (calcita) + $\frac{99{,}32}{2{,}652}$ (feldespato puro) $= 37{,}640 = \frac{1}{d}$, o sea $d = 2{,}657$ ($t =$ prácticamente 0°);

2° Cálculo análogo más 1 por ciento de mica; $d = 2{,}659$;

3° Cálculo análogo más 2 por ciento de mica; $d = 2{,}660$;

4° Cálculo análogo más 3 por ciento de mica; $d = 2{,}662$.

Uno por ciento de sericita aumenta, pues, la densidad del feldespato por 0,001 — 0,002 (0,0018).

La primera determinación directa de la densidad se hizo con un cristal de feldespato bien desarrollado, pero, como todos, enturbecido, utilizando el método de flotación en bromoformo, comparando su peso específico con minerales indicadores de una colección preparada para tales propósitos por V. Goldschmidt. Cuando la amatista que llevaba la anotación $d = 2{,}649$ subía con la misma velocidad como bajaba el labrador con $d = 2{,}686$, nuestro feldespato quedó justamente en equilibrio con el líquido. Del término medio de los dos valores de d, resulta para nuestra plagiocasa

$$d = \mathbf{2{,}668}\ (t = 29{,}5°).$$

El material seleccionado que había servido para el análisis, sirvió al

doctor E. Kittl para una determinación con el picnómetro, habiendo obtenido

$$d = \mathbf{2{,}666}\ (t = ?).$$

Con una balanza hidrostática, sistema Westphal, ajustada para 15°, he efectuado una serie de determinaciones con astillas pequeñas. Como todas contenían una pequeña cantidad de inclusiones microscópicas, había que esperar ciertas divergencias en las diferentes astillas, y fué realmente así. Como se conoce la naturaleza de las inclusiones y sabiendo que todas tienen una densidad mayor que el feldespato, el valor más verosímil deberá ser el más bajo, o sea :

$$d = \mathbf{2{,}6590 \pm 0{,}0005}\ (t = 18°),$$

o en forma abreviada y con la corrección apreciada para la temperatura $t = 0°$, resulta el valor

$$d = \mathbf{2{,}661}.$$

Los demás valores obtenidos son :

$$\left.\begin{aligned} d &= 2{,}6615 \pm 0{,}0005 \\ &= 2{,}6630 \pm 0{,}0005 \\ &= 2{,}6663 \pm 0{,}0005 \end{aligned}\right\} t = 18°,$$

los cuales, junto con el dato indicado por primero, dan un término medio abreviado de $2{,}662 \pm 0{,}004$, lo que dentro de los límites de exactitud corresponde con el dato obtenido por el doctor E. Kittl (2,666).

Reuniremos estos datos otra vez en el cuadro siguiente :

	Peso específico
Feldespato puro, calculado.....	2,652 ($t = 0°$)
— con impurezas, calculado.....	2,657 — 2,662 ($t = 0°$)
— observado, astilla	2,659 ($t = 18°$) (2,661 para $t = 0°$)
— observado (doctor E. Kittl).....	2,666 ($t = ?$)
— observado, término medio.....	$2{,}662 \pm 0{,}004$ ($t = 18°$)
— observado, cristal aislado.....	2,668 ($t = 25{,}5°$)

Por su modo de presentación en la naturaleza y la asociación mineralógica, el origen de nuestro feldespato se debe atribuir a un metamorfismo de contacto. Su composición anormal resiste todavía a una interpretación satisfactoria por falta de conocimiento de las circunstancias detalladas en la naturaleza. Sobre todo el carácter químico de la aplita y su relación con otras rocas ígneas de la región, sería de interés en conocer.

El $Na_2Al_2Si_2O_8$ está conocido en dos modificaciones: una, que es la ne-

felina (hexagonal), es estable debajo de los 1248° (1), mientras la otra, la carnegieita, es estable arriba de esta temperatura. La carnegieita ha sido considerada como triclínica, y por tal motivo, una mezcla en pequeña cantidad dentro de la anortita triclínica era bien concebible. Ahora, N. L. Bowen y J. W. Greig demostraron últimamente (2) que la carnegieita es cúbica y que las maclas en el producto artificial, que se consideraban como las de albita y de periclino, son el producto de una inversión a una temperatura de 687° al enfriar. Por tal motivo estos autores consideran que una mezcla de la carnegieita en las plagioclasas no sea probable. Se oponen a la interpretación del análisis químico de H. S. Washington y F. E. Wright de la anemousita de Linosa *(op. cit.)*, pero sin substituirla por otra que satisface. Sin embargo, la existencia de la molécula de carnegieita en las plagioclasas, especialmente en la anortita fué deducida también por L. Ahlers (3), en ocasión de la interpretación de una serie de análisis de anortita, llegando a la conclusión «que el sodio en la anortita no existe como albita pura, tampoco como carnegieita pura, sino en forma de ambas moléculas». Los resultados de L. Ahlers son muy sugestivos y deben, junto con las demás noticias sobre la existencia de la carnegieita en plagioclasas, estimular la ampliación de las investigaciones para encontrar una solución en armonía con las observaciones momentáneamente contradictorias.

A la descripción de la plagioclasa quiero agregar algunas observaciones sobre los dos cristales transparentes de *diópsido*, embebidos por su mitad con la zona prismática en la cara P (001) de uno de los cristales de feldespato (n° 11, lám. I). Que se trate realmente de cristales de diópsido se podía sospechar ya por su color verde botella claro, distinto del verde esmeralda claro de los cristales de tremolita que abundan en su vecindad, pero recién la medida goniométrica dió la plena seguridad. Se han observado en ambos cristales las formas siguientes : *m* (110) predominante; *b* (010); *a* (100) y en el individuo grande una cara muy delgada y de reflejo muy débil, que podrá corresponder tal vez a la forma χ (510). Caras terminales no aparecen. Los ángulos medidos son :

	Individuos		J. D. Dana (4)
	Grande	Chico	
$b : m = (010) : (110)$	43°29′	43°29′	43°35′
$b : a = (010) : (100)$	90°0′	89°14′	90°0′
$b : \chi = (010) : (510)$?.....	79°21′	—	78°8′

(1) N. L. Bowen, *op. cit.*

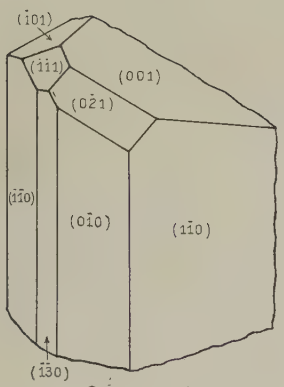
(2) N. L. Bowen and J. W. Greig, *The Crystalline modifications of* $NaAlSiO_4$, *Am. Journal of Science* [5], vol. 10, New-Haven, 1925, páginas 204-212.

(3) L. Ahlers, *op. cit.*, página 329.

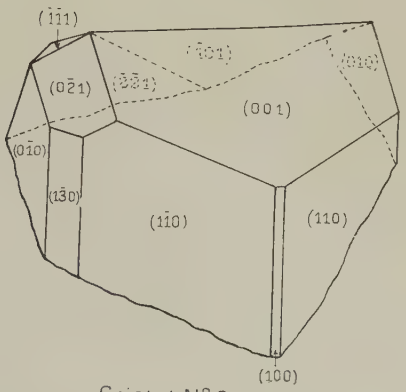
(4) J. D. Dana, *op. cit.*, página 353.

Los reflejos de *m* (110) de ambos cristales caen con bastante exactitud en la zona [010] del feldespato, pero desvían un poco (al rededor de 1°) de la zona [100]; es decir, las caras *m* (110) de los diópsidos no son perfectamente paralelas a la cara P (001) de la plagioclasa, como aparece a simple vista. En el individuo grande del diópsido se podía observar además que el reflejo de *a* (100) coincide con los de la zona $[1\bar{1}2]$ del feldespato. El individuo chico tiene una orientación algo distinta que el grande, y no he podido constatar la coincidencia de sus reflejos con otras zonas más que [010]. No es de pensar que esta adhesión de los cristales de diópsido al feldespato sea una mera casualidad, sino que estamos en presencia de un crecimiento paralelo y orientado entre ambas especies minerales.

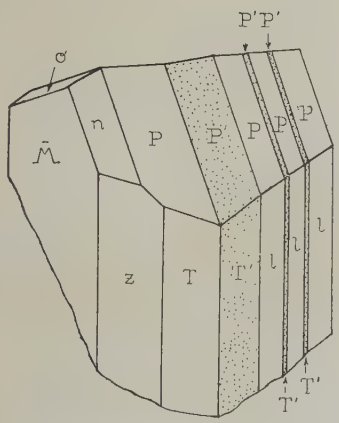
Buenos Aires, mayo de 1926.



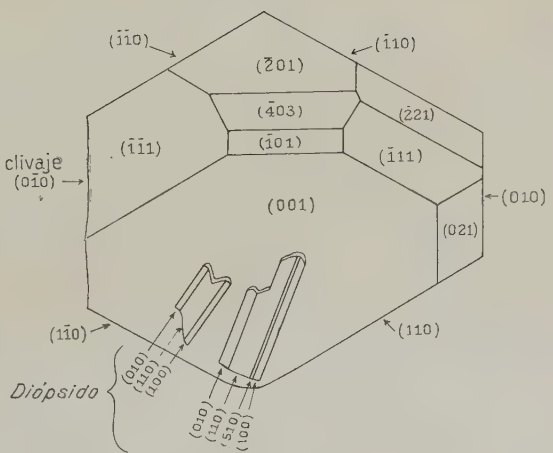
Cristal Nº 1



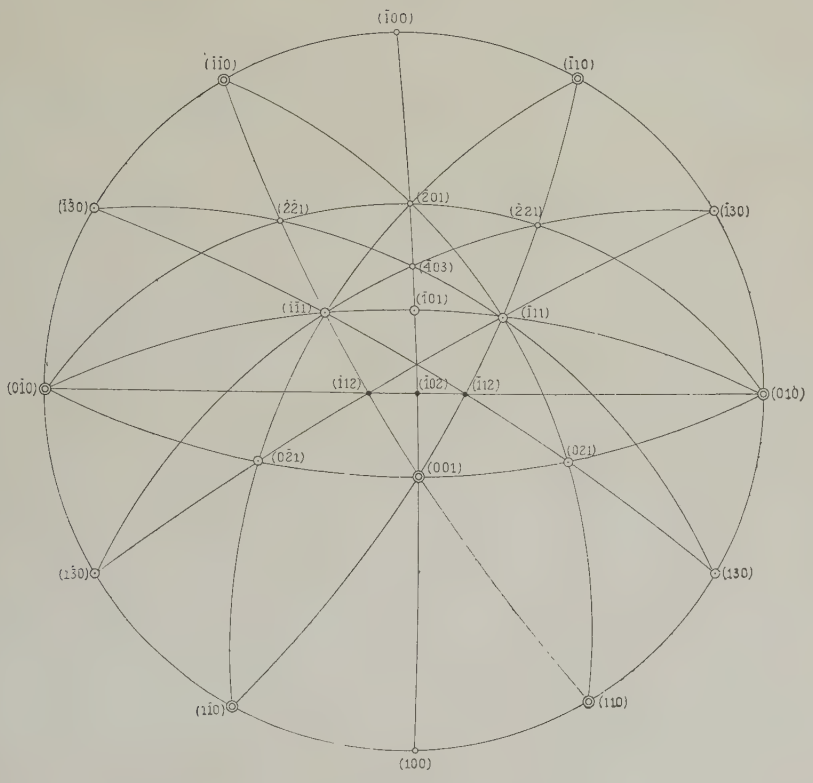
Cristal Nº 5



Cristal Nº 8



Cristal Nº 11



◎ Caras de primer orden
⊙ Caras de segundo orden
○ Caras de tercer orden
▪ Caras inseguras

Proyección estereográfica

LÍNEAS GENERALES

DE LA

TECTÓNICA Y ESTRATIGRAFÍA DE LA ZONA COSTANERA SUDOESTE DE ÁFRICA

SEGÚN RECIENTES INVESTIGACIONES

Por W. BEETZ

Introducción

En el curso de la exposición de su teoría del desplazamiento horizontal de las masas continentales A. Wegener expresa la opinión de que los distintos componentes del antiguo continente de Gondwana no estaban ligados entre sí por « puentes » de tierra firme, sino que formaron primitivamente una sola masa y que se dispersaron más tarde. El punto de partida para la teoría radica en el sorprendente paralelismo de la costa oriental de Sud América y de la costa occidental de África. Se ha escrito mucho en pro y en contra de esta teoría. Efectivamente, un cierto número de argumentos geológicos aducidos por Wegener no pudo sostenerse. Él dice por ejemplo (2, pág. 146) (1): « Wenn der Atlantik wirklich eine riesenhaft erweiterte Spalte darstellt, so ist zu erwarten, dass solche Faltenzüge, sie vor der Trennung angelegt wurden, über die Spalte hinüberreichen. Wir gewinnen hierdurch eine sehr scharfe Probe auf die Richtigkeit der Verschiebungstheorie. Denn wenn wir die Kontinente wieder in ihrer früheren Weise zusammenfügen, was nach den Konturen nur in einer ganz bestimmten Weise geschehen kann, so müssen die Teilstücke eines solchen zerrissenen Faltenzuges wieder zur Berührung gebracht werden. Und dies ist in der Tat der Fall. Im Kaplande liegt ein von Ost nach West streichendes Faltengebirge, das in der Triaszeit gefaltet wurde. Und auf der anderen Seite liegen die gleichaltrigen und gleichgebauten Sierren von Buenos Aires, die bei der Rekonstruktion genau

(1) Las cifras impresas en letra cursiva corresponden a las de la bibliografía que figura al final de este trabajo.

zur Deckung gebracht werden, da die Abstände von Kamerun bezw. Kap San Roque genau gleich sind. »

Pero, en realidad, las sierras del Cabo cambian su rumbo este-oeste con un arco cerrado en un rumbo aproximadamente sur-norte en los Cedar-Mountains. La sección de pasaje entre los dos rumbos, es decir, el arco, ha sido estudiado detalladamente. Además se intercala entre la sierra y la costa una faja de anchura considerable, compuesta por rocas sedimentarias no o poco plegadas (*3, 4*). Más al norte, es decir, al sur de Port Nolloth aparece entre los Cedar-Mountains y la costa otra cadena de sedimentos plegados y de rumbo sur-norte, en la cual no se encuentra la serie de la formación del Cabo que constituye la sierra del Cabo, sino otras formaciones intensamente plegadas. Vemos, pues, que no puede sostenerse la idea de que se complementan los pliegues de la sierra del Cabo y de las sierras de Buenos Aires, al yuxtaponerse las costas correspondientes.

Por otra parte, la teoría de Wegener nos suministra por primera vez una solución aplicable y sencilla de uno de los problemas más importantes de la geología de Sud África, del de la posición del polo durante la glaciación pérmica (Dwyka). Sólo uniendo las secciones dispersadas del antiguo continente de Gondwana, nos encontramos en la posibilidad de reconstruir para esta glaciación una calota de hielo que corresponde en sus dimensiones aproximadamente a la de la glaciación diluvial.

Es una tarea importante de la geología resolver si la teoría de Wegener es exacta o no. Esto puede hacerse del modo más apropiado y con mayor facilidad por medio una comparación de la constitución tectónica y estratigráfica de Sud América y Sud África, en vista de que las costas de estos continentes se complementan de un modo que no permite casi arbitrariedad en su colocación relativa. Con este fin quiero exponer a mis colegas sudamericanos los resultados de las investigaciones geológicas hechas en las costa del sudoeste de África que permiten dar una idea general de los grandes acontecimientos que han afectado a la región.

Bibliografía

No es aquí el lugar de aducir datos geológicos de detalle. Empero, a medida que progresarán los estudios se sentirá en Sud América la necesidad de tener a mano publicaciones especiales, de las cuales citaré algunas de las más importantes. La mejor orientación sobre la geología de la colonia del Cabo nos la suministra:

Rogers, A. W. & du Toit, A., *An introduction to the geology of Cape Colony*, 2e edition, 1909 ;

y sobre la geología de Transvaal, etc.:

Hatch, F. H. and Corstorphine, G. S., *The Geology of South Africa,* 1909.

Ambos trabajos se encuentran sólo en anticuariados. Pero en 1926 aparecerá una geología de Sud África escrita por du Toit, que tratará en conjunto los resultados más modernos. En estos libros se encuentra una bibliografía abundante de publicaciones especiales. Completa es la de la publicación de A. L. Hall, que contiene un registro de autores y de materias en dos tomos:

Hall, A. L., *Bibliography of South African Geology to the end of 1920, Author's index (Geol. Survey of South Africa,* nº 18, Pretoria 1922, 376 págs.);
Hall, A. L., *A subjet Index to the litterature on the geology and mineral resources of South Africa (Idem,* nº 22,.384 págs.).

Ambos libros se consiguen por intermedio de: The Government Printing and Stationery Office, Pretoria.

Sobre el Sudoeste de África nos orienta excelentemente comprendiendo los resultados obtenidos en el año 1917:

Wagner, P., A. *The Geology and Mineral Industry of South West Africa,* Pretoria 1917. (Se adquiere en la misma repartición, indicada arriba.)

Existe además una descripción del Namaland:

Range P., *Geologie des deutschen Namalandes (Beitr. z. geol. Erforschung der Deutschen Schutzgebiete,* Heft 2, Berlin, 1912. *Preuss. Geol. Landesanstalt).*

Desde 1914 E. Kaiser y W. Beetz estudiaron la zona diamantífera del desierto de Namib, H. Schneiderhöhn la serranía de Otavi, E. Reuning el Kaokoveld y la zona contigua del interior. En el Bastardland trabajó E. Rimann. En las páginas siguientes trataré especialmente los resultados de todas las investigaciones efectuadas desde el año 1914.

Tectónica

A lo largo del ferrocarril que conduce desde Lüderitzbucht hacia el interior el terreno asciende rápidamente hasta una altura de 1700 metros cerca de Ausschakalskuppe y desciende luego suavemente hacia el interior y el Kalahari hasta una altura de unos 1000 metros arriba del nivel del mar. La rampa exterior está constituída por esquistos cristalinos y la pendiente interior por los estratos de las formaciones de Nama y de Karroo que tienen una suave inclinación hacia el este. Cerca de la altura

del portezuelo y algo al este de Aus se encuentra una última rampa relativamente empinada, en la cual aparece en primer término la formación de Nama disuelta en cerros tabulares. Esta rampa o barranca puede seguirse, por decir así, alrededor de todo Sud África y lleva entre los geólogos sudafricanos el nombre de *great escarpment.* En su formación no intervienen ni fallas, ni flexuras. Esto no es tampoco el caso en cuanto a la línea de la costa. A. Penck era el primero en declarar el ascenso desde la costa hasta el *great escarpment* como peneplain abovedada o torcida (5).

En su descripción general de la tectónica de Sud África, Range caracterizó este estado de cosas con la imagen de un plato para sopa invertido cuyo borde de declive fuerte estaría formado por esquistos cristalinos y cuya parte interior y chata estaría constituída por las formaciones de Nama y Karroo. Investigaciones más recientes han traído como resultado que esta imagen no es siempre aplicable y que existen otros elementos tectónicos intercalados en esta estructura.

Podemos distinguir tres secciones o provincias en la estructura de la costa del sudoeste de África:

a) La zona de los graben entre el Oranje y Empfängnisbucht (Conception Bay);

b) La «cuchilla» de gneis de Swakopmund entre Empfängnisbucht y Cape Cross;

c) El Kaokoveld.

a) LA ZONA DE LOS GRABEN ENTRE EL ORANGE Y EMPFÄNGNISBUCHT

1. *Los graben*

Investigaciones recientes han tenido el resultado sorprendente, de que el desierto de Namib está cruzado por grandes graben que cortan desde el interior hasta la costa. El que ha sido investigado con más detención es el que llega a la costa, a unos 40 a 120 kilómetros al sur de Lüderitzbucht, y ha sido denominado según una aguada el graben de Wittpütz.

El graben de Wittpütz propiamente dicho o comprendido dentro de las flexuras marginales principales, se extiende desde el antiguo destacamento de policía de Huns (situada a 85 km. al sud de la estación ferroviaria Kuibis) hasta la costa, sobre un espacio de 185 kilómetros de largo. Su ancho medio es de 42 kilómetros, de modo que su área comprende unos 7700 kilómetros cuadrados. Quisiera mencionar que el graben del Rhin superior, el mayor de Europa, tiene un largo de 300 ki-

lómetros y un ancho de 33 kilómetros y que cubre una área de 9900 kilómetros cuadrados. Si se agrega al graben de Wittpütz todavía la zona de las fallas escalonadas de sus bordes, su ancho aumenta a 77 kilómetros y el área ocupada a 14.245 kilómetros cuadrados.

El graben de Wittpütz alcanza, como ya se dijo, hasta la costa del Atlántico, y las capas del sistema de Nama están plegadas en una faja de un ancho de 50 kilómetros y paralela a la costa. Su rumbo es de norte a sur. El límite oriental del graben está formado, como en el caso del graben del Rhin superior, por una flexura que puede seguirse en buenos afloramientos al sur de Huns por un trecho largo. A lo largo de las flexuras del norte y del sur se agrupan cadenas de cerros tabulares. La flexura austral es doble y en la faja de los cerros taburales australes existe parcialmente plegamiento intenso. El rumbo del graben es de ESE a WNW. Cerca de la costa y al norte y al sur de las flexuras, aflora fuera del graben el gneis, que es el único componente de esas zonas, excepción hecha de un pequeño bloque rodeado por fallas y encajado en el gneis situado a unos 15 kilómetros al sur de Lüderitzbucht.

El graben se caracteriza en el interior del continente por una depresión claramente marcada, que se mantiene en unos 500 metros debajo del nivel de la cumbre de la rampa ya mencionada, Resulta, pues, que el descenso total del graben alcanza a más de 1000 metros. Su parte occidental tiene un ancho aproximado de 50 kilómetros. Ya se dijo que en ella se encuentran — alcanzando hasta la costa — los estratos de Nama plegados con rumbo de norte a sur, y con fuerza considerable, de modo que existen hasta pliegues volcados, en cuya composición toman parte las capas basales, cuarcitas y el Schwarzkalk. En el gneis preponderante del norte y en el gneis y las formaciones anteriores a la de Nama, al sur del graben, no puede seguirse este plegamiento.

Esta doble dislocacion de la región de la costa, producida por la formación del graben epirogénico y el plegamiento orgénico, ha ocasionado la intrusión y extrusión de rocas alcalinas en muchos lugares. Este acontecimiento se produjo en tres etapas:

a) La primera es precretácea, acaso mesozoica, y es caracterizado por intrusiones de sienitas, foyaitas con sus rocas filonianas correspondientes (masas columnares del Schlüberg, situado a 65 kilómetros al sur de Lüderitzbucht, la foyaita del dicho Granitberg, situado a 90 kilómetros al sur del mismo pueblo, la sienita del Drachenberg, situado a 45 kilómetros al sudeste de Lüderitzbucht y a 15 kilómetros de la costa y, finalmente, la sienita del Narasberg, situado en la terminación sur de la sierra de Klinghardt y a 12 kilómetros al sudeste de Lüderitzbucht);

b) Durante la segunda etapa hubo efusiones de fonolitos, especial-

mente en la sierra de Klinghardt; su edad es o cretácea o infraeocena;

c) Durante la tercera etapa, eogena, surgieron, parcialmente en tiempo seguramente posterior a la efusión de los fonolitos, rocas básicas y ultrabásicas, tales como limburgita y basalto melilítico, que se encuentran dispersadas por la región costanera en manchas relativamente pequeñas (7).

Como ya se dijo, el graben de Wittpütz es acompañado al norte y al sur en el interior, por fajas de mesetas fraccionadas en bloques. La inclinación preponderante de los bloques principales demuestra que las fajas pertenecen genéticamente al graben de Wittpütz. Hacia el norte se agrega un «horst» de gneis, que principia en la península saliente de Lüderitzbucht y puede seguirse hasta más allá de Aus y muy adentro de la región de las mesetas. Al norte de este «horst» sigue una nueva faja de bloques mesetiformes dislocados. La inclinación boreal preponderante de los bloques permite deducir la existencia de otro graben que he llamado el Graben de Koichab. Hasta ahora ha sido investigado muy poco. Se expresa en la orografía por una depresión extensa situada entre el Tiras-Gebirge y Aus, a la cual sigue o se amolda el cauce del río seco Koichab. En algunos puntos se asoman probablemente debajo de los altos médanos que llenan la depresión, los estratos de Nama que alcanzan la costa algo al norte de la Hottentotten-Bucht, donde fueron encontradas también rocas alcalinas, tales como camptonitas. La investigación se ve muy dificultada por la circunstancia de que al norte de la bahía mencionada se encuentran en la región costanera médanos de más de 100 metros de altura, que envuelven toda roca firme.

Los estratos de la formación de Nama ocurren nuevamente en la zona costanera y desde algo al norte de la Spencer-Bucht hasta la St. Franciscus-Bucht, lo que nos hace suponer la existencia de un tercer graben. Además se observaron perturbaciones tectónicas de índole correspondiente en el interior, lo que hace aún más verosímil esta suposición. Este graben fué denominado graben de Sylviahill, según la saliente de la sierra calcárea llamada Sylviahill.

Finalmente, se supone la existencia de un gran graben al norte y al sur de de la desembocadura del río Orange. Reproduzco aquí las palabras de Rogers, que se refieren a un descenso curioso de los estratos de Nama, cerca de Nababeep al sur de Orange (*3*): «The base of the Nama system sinks in a northeasterly direction, from 3000 feet to under 400 feet above sea-level in the course of 17 miles. This slope is due to the tilt of the synclinal axis in the same direction, for the general structure of the Nama-beds here as in the Schaap-River basin, is that of a shallow syncline where the bend of the axis lies. That this tilting of the axis is of post-Karroo-date, like some of the faulting, is very probable for on the south

side of the river the Dwyka beds drop in level in the same direction and rise again north. »

Rogers encontró además rocas alcalinas en varios lugares.

Kaiser (7) había deducido del curso resecuente del río Oranje, la existencia teórica de un graben en esta región, y esto antes que tuvo conocimiento del resultado de mis investigaciones referentes a la existencia del graben de Wittpütz. No sería imposible que existan tales graben también al norte de Swakopmund y en Ángola, entre los cuales probablemente la depresión del valle de Cuanza, cerca de Loanda, de la cual se conocen también rocas alcalinas.

Partiendo de las observaciones hechas en el graben de Wittpütz, quisiera considerar como rasgos característicos de estas depresiones tectónicas lo siguiente:

1° Depresiones orográficamente bien desarrolladas con rumbo aproximado de este a oeste;

2° Conservación de las formaciones sedimentarias «jóvenes» (estratos de Nama) hasta la costa y hasta muy al oeste del borde del *great escarpment,* sección a cuyo norte o sur se encuentran únicamente formaciones anteriores a la de Nama;

3° Los graben están bordeados en ambos costados por una zona de bloques;

4° Entre los graben se encuentran los horst de gneis paralelos a aquéllos;

5° Ocurrencia de rocas alcalinas relacionadas con las depresiones téctónicas.

Deberían encontrarse entonces también fenómenos de esta índole en regiones sudamericanas que correspondan en su posición geográfica a las siguientes regiones costaneras de Sud-West-África:

a) Al norte y sur de la desembocadura del río Oranje;

b) 40 a 120 kilómetros al sur de Lüderitzbucht;

c) 50 a 90 kilómetros al norte de Lüderitzbucht;

d) Desde algo al norte de Spencer-Bucht hasta Franciscus-Bucht.

Los graben se han formado en tiempo anterior al plegamiento de la faja costanera y a las intrusiones de sienita. Por el otro lado las tilitas del Dwyka han sido afectadas por el descenso y las fallas. Por esta razón la elaboración de este elemento estructural se ha producido en la época post-Dwyka, es decir, post-pérmica.

Según la teoría de Wegener, la separación de Sud América de Sud África habría tenido lugar recién en el Terciario inferior, en un tiempo, cuando los graben existían ya desde hacía tiempo. En el caso de que esta suposición corresponda a la realidad, deberán encontrarse estos rasgos estructurales prominentes africanos también en las partes correpondientes de Sud América. Llama efectivamente la atención que el gran graben

del río Orange se ajusta, al juntarse las costas de ambos continentes, casi exactamente a la desembocadura gigantesca del río de la Plata, que sigue — como me comunicó el colega Groeber — a una línea tectónica de pertubación relativamente joven.

2. *Las sierras de plegamiento en la costa de África Sudoeste*

Otro rasgo característico tectónico de la zona costanera del sudoeste de África consiste en la presencia de sierras de plegamiento con rumbo meridional. Ya se ha mencionado que la cadena del Cabo tuerce su rumbo este-oeste a una distancia considerable de la costa en un arco cerrado hacia el norte, formando los cerros de Cedar. Entre la sierra y la costa se encuentra una faja que carece casi o totalmente de plegamiento (*3,4*). En este conjunto quiero recordar sólo al conocido Tafelberg o Table-Mountain, cerca de la ciudad del Cabo, que está antepuesto al WSW a la cadena del Cabo; la laja gigantesca que lo cubre consta de «Tafelberg-Quarzit», que está plegado intensamente en la cadena del Cabo. En su rama de rumbo meridional los pliegues disminuyen progresivamente en intensidad (cerros de Cedar) y se aplanan y desaparecen totalmente (*3,4*).

En la faja costanera antepuesta se inicia, en cambio, una nueva zona plegada de rumbo meridional. Se empieza a destacar al sur de Port Nolloth. Esta cadena cruza el río Oranje al oeste de Sendlingsdrift y se extiende muy al norte en los cerros de Ovib. En forma de bastidor se agrega cerca de la desembocadura del río Oranje una tercera cadena de pliegues que se prolonga con rumbo meridional en los Schakalsberge. Un cuarto bastidor sale a la vista en los cerros de Buchu (a unos 100 km. al NNW de la desembocadura del Oranje) y puede seguirse hasta unos 40 kilómetros al sur de Lüderitz-Bucht. Este último plegamiento ha afectado dentro del graben de Wittpütz una faja de estratos de Nama de un ancho de unos 50 kilómetros.

Hasta ahora se desconoce, si existen sierras de esta agrupación en bastidores en la región costanera que sigue más al norte. Es de importancia para nuestras consideraciones que las fajas plegadas tienen un rumbo meridional, mientras que la línea de la costa corre aproximadamente con dirección N35 W, de modo que corta una cadena de plegamiento después de otra, es decir los pliegues desaparecen en el mar. En vista de que plegamiento se produjo en tiempo anterior al Terciario, la prolongación de las distintas cadenas deberán poderse reconocer también en la costa sudamericana. Una descripción detallada de las rocas que pueden esperarse en esta zona costanera, puede darse sólo después de la descripción de las formaciones existentes, porque hay estratos de igual edad, pero de facies y de estado de conservación variados (p. ej. la cuarcita

de Kuibis ocurre también en facies de esquistos arcillosos y éstos han sido transformados parcialmente en filitas por el plegamiento costanero). La formación de Nama de posición normal en el interior, y mas aún la formacion de Konkip, escasamente plegada en el interior han sido dínamo-metamorfoseados en grado variado en la zona del plegamiento de la costa.

En este conjunto quisiera mencionar, todavía, que el rumbo de las formaciones anteriores a la de Konkip — o las del zócalo gnéisico — es en general meridional hasta unos 40 kilómetros al sur de Lüderitzbucht, mientras que desde allí prevalece el rumbo WNW-ESE. En esto se revela un arqueamiento de una cadena sumamente antigua, hecho sobre el cual llamó ya la atención E. Kaiser (7).

b) LA CUCHILLA DE GNEIS DE SWAKOOMUND DESDE EMPFÄNGNIS-BUCHT HASTA CAPE CROSS

Desde Meob, situado al sur de Empfängnis-Bucht (Conception Bay), hacia el norte surge una unidad estructural sudafricana importante. Las formaciones del basamento ascienden en sentido transversal a todo el país y están casi exentas de toda cubierta de las formaciones del Tafelberg, de Nama y de Karroo, que imprimen su sello al interior continental del sud. En forma de un horst gigantesco penetra esta cuchilla con rumbo SW-NE en el país, y está bordeada al sud por la formación de Nama y al norte por la de Otavi que corresponde a ésta.

En esta cuchilla aparecen en desarrollo considerable formaciones sedimentarias sumamente antiguas, esto es : una primera, la más antigua, formada por micaesquistos, anfibolitas, cuarcitas y frecuentes intercalaciones de mármol y otra de menor edad, superpuesta a la primera con discordancia, y compuesta preferentemente por filitas y cuarcitas. Otro rasgo característico de esta cuchilla de gneis consiste en grandes intrusiones de granito que son en general más antiguas que la formación de Nama, pero entre las cuales cuenta en el Erongo una masa intrusiva que corresponde muy probablemente en su edad a los lacolitos del Buschfeld (*8,9*).

Un tercer rasgo caraterístico de esta cuchilla de gneis está formado por el hecho de que las capas de la formación de Karroo superpuestas al zócalo antiguo empiezan a mostrar por primera vez un desarrollo en la forma de los estratos de Kaoko. Se trata en primer lugar de las areniscas, conglomerados y brechas que componen los estratos de los cerros tabulares desde Erongo hasta Waterberg.

En la región del Kaokoveld, ellos pasan a los estratos de Kaoko, que se componen en lo esencial de conglomerados, areniscas, esquistos arci-

llosos, arcillas, tobas volcánicas, aglomerados de bombas y de lapilli y además de potentes mantos de meláfiro y de porfirita (*10, 11*). Esta serie adquiere un gran desarrollo en el Kaokoveld desde el Cape Cross hacia el norte.

En forma somera puede decirse que entre Cape Cross y Meob (Empfängnis-Bucht) se encuentra sobre la costa el antiguo grupo de gnéises, esquistos micáceos con mármoles, filitas y cuarcitas de rumbo general SW-NE y perforado hasta íntimamente penetrado por granitos anteriores a la formación de Nama y de índole diferente de los granitos posteriores a esta formación y además por un granito más joven (granito de Erongo). Sobre este grupo se extienden las capas de Kaoko que aumentan paulatinamente su extensión a medida que avanzamos al norte hasta que estas capas correspondientes a la formación de Karroo ocupan el Kaokoveld extendiéndose hasta la costa desde Cape Cross al norte.

c) EL KAOKOVELD

Sobre esta parte de África Sudoeste existen hasta ahora solo pocos datos geológicos. Combinando los datos existentes con las observaciones hechas en la parte Norte del país resulta el cuadro siguiente :

Al norte de la gran cuchilla de gneis de Swakopmund los estratos de Karroo se acercan en muchos puntos a la costa y tienen un gran desarrollo, dando lugar a un paisaje de cerros tabulares. El rasgo más característico está constituido por los mantos muy potentes de los meláfiros y de las porfiritas más recientes que forman el techo de la serie y que se consideran paralelos a las capas de los Drakensberge de la formacicón de Karroo superior. En la base de la serie se encuentra un complejo potente de areniscas, que corresponde probablemente al « Cave-sandstone ». De importancia es el hecho de que en esta región empezó la actividad volcánica ya en el Dwyka superior y que faltan los equivalentes de las capas de Ecca, lo que constituye dos diferencias notables con el desarrollo de la serie en Sud África. La formación de Nama está representada muy probablemente por los estratos de Otawi que se extienden a veces desde el interior hasta muy cerca de la costa. No sería imposible que esto se deba también a depresiones tectónicas de forma de graben, cuya existencia ha sido comprobada por el doctor Stahl en la sección boreal del Kaokoveld. En esta región se encuentra además gran abundancia de formaciones precámbricas.

Puede contarse entonces — en cuanto a la zona costanera del Kaokoveld — y a la región correspondiente de Sud América — con la presencia de formaciones sedimentarias sumamente antiguas, con la de las dolomitas extraordinariamente potentes de la formación de Otawi que pasan

más al norte probablemente a la formación calcárea del Congo inferior, cuyo espesor supera los 1000 metros (*12,18*), y finalmente con un gran desarrollo de la formación de Karroo en su facies de las capas de Kaoko. En general puede decirse que esta región aún no está muy bien conocida y poco apropiada para una comparación con Sud América.

La estratigrafía de África Sudoeste

En las siguientes líneas consideraremos especialmente la zona cercana a la costa del Atlántico.

El continente africano demuestra tener muchos rasgos comunes desde el ecuador hasta el cabo de la Buena Esperanza. Podemos distinguir dos grandes grupos de formaciones (*14*, pág. 28); «einel ältere, ungeheuer mächtige, gekennzeichnet durch völliges Fehlen von Fossilien, deren Alter also nur nach teilweise subjektiven Analogien gemutmasst werden kann, und eine jüngere, fossilführende, mit dem Devon beginnende, deren Alter sicher zu bestimmen ist».

En el grupo más antiguo pueden distinguirse dos secciones grandes: una serie, la más antigua empieza con gneisses y rocas cristalinas, consta en sus partes superiores de sedimentos cada vez menos metamórficos, comprende varias discordancias y está perforada o acompañada por granitos de diferente edad y por rocas básicas, y la otra serie descansa en posición más o menos horizontal sobre grupo el antíguo, siempre intensamente plegado y siempre metamórfico — con excepción de los grupos más jóvenes de la formación de Konkip — y consta de varios miles de metros de sedimentos y se presenta en general como formación de cerros tabulares. Esta serie es relativamente bien conocida. En Sud-West-África se la llama, como ya vimos, la serie de Nama inferior y superior, en Sud África «Transvaal-System y Matsap Series». Menos conocidas son las formaciones del Pre-nama, a pesar de que existen numerosas descripciones parciales y locales sobre su estratigrafía. (Cp., p. ej. Hall, A. L., *The geology of the Murchison Range and District.)*

Su mayor desarrollo tienen estas formaciones prenamáicas en Sud-West-África. P. Wagner dice el respcto (*15*, pág. 33): « An almost bewildering variety of lithological tipes is represented and with its unrivalled wealth of exposure the territory will, no doubt, eventually become one of the clasic fields of petrographical research.» Yo mismo creo que se hará un país clásico no sólo por su petrografía, sino sobre todo por su estratigrafía del Precámbrico al lado de Norte América y de Fennoscandia.

Una de las dificultades mayores en la ordenación de estas series es su

carencia de fósiles. Las capas más antiguas, bien caracterizadas por fósiles, pertenecen al Devónico y se encontraron en las capas de Bokkeveld del Cape System. Y éste es limitado a la Colonia del Cabo, de modo que podemos contar con fósiles en la región al norte de Orange hasta el ecuador solamente desde el principio de la formación del Karro, es decir desde el Permo-Carbonífero. Ante todo no se conocía hasta hace poco el límite importante entre el Cámbrico y el Precámbrico. Entre tanto ha sido hallado y esto se debe a que se han encontrado tilitas de una gran glaciación en la base de la formación de Nama (*16*). La edad cámbrica de la formación de Nama inferior ha sido sospechada desde hace tiempo, porque Gürich (*17*) describió *Archaeocyathinas* de la dolomita de Otawi del Kaokoveld.

Las formaciones prenamáicas deben subdividirse con ayuda y a base de los grandes diastrofismos terráqueos. La subdivición que aparece en las siguientes páginas debe considerarse como un primer ensayo en este sentido, de modo que investigaciones posteriores tendrán que corregir muchos detalles. El estudio de varias de estas formaciones no puede presentarse pero espero poderlo hacer en un futuro cercano en otra publicación.

a) LAS FORMACIONES PRECÁMBRICAS

Adelanto y agrego una tabla de formaciones conforme a mis últimos resultados :

	Sud-West-África	Sud África	Norte América
Cámbrico	Formación de Nama inferior. Gran glaciación.	Transvaal System.	Cámbrico.
Great Epiproterozoic Interval.	Discordancia.	Discordancia.	Discordancia.
Proterozoico superior	1° Capas de Auborus; 2° Capas de Sinclair; 3° Capas de Kunjas. (Formación de Konkip)	Capas de Koras superiores. Ventersdorp-System. Capas de Witwatersrand.	Keweenawan. Animikie.
Eparchean Interval.....	« Domgranit », granitos pegmatíticos, gabbro, peridotitas.		Granitos posthurónicos granitos ser-arcaicos (y postkalevianos de Fennoskandia).

	Sud-West-África	Sud África	Norte América
Proterozoico medio	Formación de filitas. Formación de los esquistos cloríticos. Capas de Nudabib.		Hurónico.
Epalgomian Interval			
Algomian Revolution	Granito principal, rocas básicas.		Segunda gran intrusión granítica.
Proterozoico antiguo	Falta.		Sudburian.
Ep - Archaeozoic Interval			
Laurentian Revolution	Gneis granítico de Aus (gneisificación del granito).		Granito lauréntico.
Arcaico	Horizonte de mármol. Horizonte de cuarcita. Horizonte de micaesquistos. (Capas de Karibib, Primär-formation Rimann)		Greenville Series.
Gneis primitivo Katarcaico	Granitos mylonitizados y rocas básicas, gneis con ojos.		

1. *Granitos y gneises milonitizados, gneis primitivo katarcaico*

Los ortogneises antiquísimos, exentos de toda estratificación que recuerde la estratificación sedimentaria empiezan en Granitberg (a 90 k. al sur de Lüderitzbucht) y se extienden desde allí al norte. Generalmente se trata de gneises básicos, en los cuales ha penetrado *lit par lit* el granito más antiguo de los conocidos. Este granito se caracteriza por su riqueza en plagioclasa y donde ha hecho intrusión *lit par lit* demuestra la tendencia de pasar a pegmatita o aplita (*6*). Gneis y granito fueron metamorfoseados y milonitizados. Especialmente este último rasgo es común a las rocas del fundamento alteradas por el primer período tectónico que se revela por el otro lado precisamente por la milonitización. Considero las rocas transformadas en esta forma, como gneis primitivo katarcaico.

La textura granulosa primitiva de los granitos se ha conservado sola-

mente en el interior de macizos grandes, pero también en ellos se encuentra metamórfosis muy avanzada. El cuarzo de las pegmatitas suele estar completamente aplastado y transformado en lentes largos y delgados y se encuentra dentro de una pasta de grano fino, formada por plagioclasa. Otras pegmatitas contienen grandes feldespatos o agregados de este mineral en una pasta cataclástica o constan unicamente de una pasta de grano fino hasta densa opaca y exenta de brillo y lustre, en la cual ya no se pueden distinguir macroscópicamente ni los feldespatos, ni los cuarzos.

Una de las rocas que más llama la atención es el gneis de ojos, que es frecuente especialmente entre Pomoma y Prinzen-Bucht. Se ha formado al parecer por la milonitización de una roca mixta, es decir, de un gneis básico inyectado *lit por lit* por rocas pegmatíticas y aplíticas. Existen todas las transiciones entre el gneis a ojos y la roca mixta. A menudo se observan zonas brechosas con inclusiones angulosas del gneis básico y del granito.

El gneis a ojos me es conocido además del valle profundo del río Orange de la región de Ramannsdrift. También se mencionan gneises milonitizados de Rhodesia.

2. *Estratos de Karibib (Formación primaria de Rimann)*

Rimann (*18*) investigó en el Bastardland las rocas gneísicas antiguas, cuya existencia ya se conocía desde hacía tiempo, y que son indudablemente de origen sedimentario. Entre las rocas que participan en su composición la más notable es el mármol, interestratificado en la serie en grandes camadas. El autor citado llama esta serie *Primaerformation* e incluye en ella todas las rocas ubicadas debajo de la discordancia de la *Phyllitformation* — la formación de las filitas. Como se ve, en la tabla de las formaciones, existen, según nuestros conocimientos actuales, rocas más antiguas que esta formación primaria, ambas separadas por una gran revolución tectónica que produjo la milonitización del gneis primordial katarcaico. Además existen entre la formación del mármol y la de las filitas otros grupos importantes, representados en parte o por rocas de origen sedimentario o por intrusiones graníticas de distintas edades. Prefiero, pues, suprimir esta denominación de *Primär-Formation,* por ser ella demasiado amplia. En vista de que tratamos de una región aun relativamente poco conocida, creo más útil distinguir por ahora, cada grupo por el nombre de la localidad donde se encuentra mejor desarrollado. Propongo por esta razón el nombre de «Estratos de Karibib» para esta formación, porque el pueblo de Karibib es el centro de una industria de mármol, que se basa sobre la existencia abundante y variada de esta roca.

La definición de la serie de los estratos de Karibib sería la siguiente:

son más jóvenes que las rocas milonitizadas de las cuales los separa una gran discordancia y por otra parte son más antíguas que la intrusión del granito gneísico de Aus; se componen en gran parte de rocas sedimentarias que pueden reconocerse claramente en los lugares, donde las rocas intrusivas no han producido un metamorfismo de contacto demasiado intenso. Su espesor debe ser considerable a juzgar por la gran área que ocupan con posición vertical. Su mayor desarrollo se encuentra en la cuchilla gneísica de Swakopmund. Pero han sido observados además en la región de Aus, es decir, al este de Lüderitzbuch, en el Namib austral, sin que se conozca mayor detalle.

Reuning (*10*) enumera como componentes de esta serie: esquistos cristalinos, esquistos micáceos de biotita, clorita, serecita y muscovita, esquistos de talco y anfíbol, de grafito, de mica férrica, gneises con granate, disteno, estaurolito y de cordierita — corrindón ligados por transiciones entre sí y con calizas cristalinas y cuarcitas; además hay cuarcitas metamórficas, en partes conglomerados y calizas cristalinas y mármoles de calcita y dolomita.

Rimann señala en esta serie tres grupos de rocas: el de los mármoles — el más joven, — el de las cuarcitas, y el de los esquistos micáceos — el más antiguo. Este autor dice al respecto (*18*, pág. 11): «Es ist aber zu bemerken, dass z. B. der Glimmerschieferhorizont auch Lagen von Quarzit und Marmor, der Quarzithorizont solche von Glimmerschiefer und Marmor enthält, nur sind eben diese Einlagerungen als lokale Facies aufzufassen und räumlich nur von untergeordneter Bedeutung.» Las rocas pertenecen en el Bastardland todas a las *mesorocas*, es decir, al grupo o nivel intermedio de las rocas cristalinas metamórficas, es decir: ellas están «völlig umkristallisiert und mit kristalloblastischen Strukturen begabt» (*18*).

Rimann señala como rocas principales de sus tres horizontes las siguientes:

Grupo de los esquistos micáceos: Paragneises, esquistos micáceos, esquistos talcosos *(Topfsteine)* y cloríticos;

Grupo de las cuarcitas: Cuarcitas, itabiritas, mármoles, esquistos micáceos, conglomerados, esquistos con clorita y hornblenda;

Grupo de los mármoles: Mármol blanco y esquisto calcáreo azul y mármoles esquistosos del mismo color.

Como ya se dijo, Rimann considera este último grupo como el más joven y dice al respecto (*19*, pág. 332): «Die so oft beobachtete Vergesellschaftung dieser (calizas cristalinas) mit Gliedern der Phyllitformation erklärt sich meines Erachtens dadurch, dass der Kalkstein der Primärformation in den meisten Fällen das Liegende der Sedimente der Phyllitformation bildete und dann bei den Faltungsprozessen der praenamaischen Periode mit eingefaltet wurden.»

Ya se mencionó la existencia de estos estratos de Karibib con mármoles en la región de Aus. He tenido oportunidad de observar además las itabiritas en varios lugares situados en los alrededores y al NW y E de la aguada de Kaukausib situada a su vez al sudeste de Lüderitzbucht y creo que tienen un espesor y una extensión muy grande; pero hasta ahora disponemos de pocas observaciones al respecto.

3. *El granito gneísico de Aus*

En las formaciones precámbricas han penetrado granitos de edad diferente. En varias ocasiones ha sido intentado distinguirlos según su edad y estructura, por ejemplo por P. Wagner (*20,* pág. 73), E. Reuning (*10,* pág. 234) y Beetz (*6,* págs. 21-24). Pero no se ha intentado todavía de relacionarlos con las distintas series prenamáicas. Investigaciones recientes me han convencido de la necesidad de distinguir a parte de los 3 granitos anteriores a la época de Nama, otro granito más (*6*).

La intrusión más antigua, es decir la primera, está formada por el granito rico en plagioclasa y milonitizado que no se había diferenciado hasta ahora. La intrusión siguiente ha atraído más la atención de los geólogos; llamo a este segundo granito, el granito gnéisico de Aus.

P. A. Wagner lo describió del hinterland de Walfisch-Bucht (*20* pág. 73) con las siguientes palabras: «The oldest of these granites is a leucocratic rock of medium grain composed essentially by quartz and white felspar, with subordinate amounts of biotite sometimes accompanied by muscovite. This is the rock, that brought about the widespread development of composite gneiss and mixed rocks.» Exactamente los mismos caracteres tiene el granito gneísico gris de la región de Aus que he descrito bajo el nombre de *grauer Granit* (*6*). Pero me parece recomendable darle un nombre local. Aparte de la sierra grande de Aus esta roca constituye los cerros de Tsirub en su mayor parte; propongo pues llamarlo granito gnéisico de Aus, para distinguirlo del granito principal *(Hauptgranit)* desarrollado igualmente en la sierra de Aus. Este último no ha sido afectado por metamorfismo sinó solo en escala muy reducida.

Reuning menciona el granito gnéisico de Aus como la intrusión más antigua (*10,* pág. 234), no tomía pues en cuenta el granito de la serie katarcaica del cual se distingue por su feldespato blanco y por la carencia de la milonitización. Además ha asimilado generalmente grandes masas de las rocas circundantes, y podemos considerar como uno de los rasgos característicos — por lo menos a juzgar por las observaciones que he podido hacer hasta ahora — la abundancia de *schlieren* (inclusiones y segregaciones) y su composición variable; según Wagner es este granito que ha producido durante su intrusión la mayor parte de las rocas mix-

tas, tan frecuentes en la Namib. Cerca de Aus es muy rico en granate, cuya existencia se debe muy probablemente a la asimilación de numerosos bancos de caliza de los estratos de Karibib. En este mismo punto han sido observados también zonas del granito con abundancia de biotita. Este granito ha sido gneisificado conjuntamente con los estratos de Karibib por un diastrofismo posterior a la intrusión. El granito principal *(Hauptgranit)* o de Salem que le sigue en edad tiene en todas partes un aspecto mucho más fresco y es mucho menos metamórfico, apenas se reconoce en él la estructura gnéisica.

Vemos, pues, que entre las dos intrusiones de granito tuvo lugar un movimiento tectónico que ocasionó un plegamiento intenso, que produjo en todas partes posición vertical o aproximadamente vertical de los sedimentos antiguos y su gneisificación avanzada. En el cuadro comparativo de las páginas 28/29, este diastrofismo fué colocado en el intervalo eparcaico o en la revolución algomiana respectivamente. Estaban probablemente en conexión con estos movimientos las intrusiones de gran escala que empezaron con rocas básicas, y que terminan con rocas extraordinariamente ácidas.

4. *El Proterozoico antiguo*

En mi primer ensayo de clasificación de los granitos de Namib, he distinguido tres granitos anteriores a la formación de Nama, a saber: el granito rico en plagioclasa, el granito gris (granito gnéisico de Aus) y el granito rojo. Bajo este último nombre había reunido unos cuantos granitos distintos entre sí, de estado fresco. Por esta razón, y porque se ha abusado de esta designación en varias descripciones geológicas locales, no puede ya usarse este término. Hasta ahora no he podido observar la existencia de estratos cuya sedimentación haya tenido lugar en la época comprendida entre el granito gnéisico de Aus y el granito principal. Donde la conexión de los distintos grupos o de las distintas formaciones antiguas queda expuesta claramente, como al sur de Lüderitzbucht y por Nudabib, los sedimentos del Proterozoico más antiguo son seguramente más recientes que el granito principal. En cambio se observó que la intrusión granítica posterior, que corresponde muy probablemente al «Domgranit» de Reuning, ha hecho intrusión hasta dentro de las series del yaciente del Proterozoico medio.

En el Proterozoico antiguo tuvieron lugar las intrusiones graníticas más grandes de Sud-West-África, y probablemente de toda la parte austral del continente africano. La intrusión de los granitos es precedida por la de rocas básicas que son algo más metamorfas que el granito principal y están conservadas generalmente en forma de amfibolitas, pero aun puede reconocerse que eran primitivamente gabbros, dioritas y dia-

basas (7). Conozco numerosos casos de esta índole cerca de Lüderitzbucht. A unos 20 kilómetros al sur de este punto penetra una faja de estas rocas en el mar, en forma de península. Su ancho es de varios kilómetros y su rumbo de noroeste a sudoeste.

El granito principal tiene su desarrollo mayor en la región de la cuchilla de Swakopmund. Se le conoce ,desde hace tiempo, bajo el nombre de granito de Salem. Reuning lo llama granito principal, lo que, según mi parecer, es una denominación muy feliz y recomendable. En Wagner (*15,* pág. 41) encontramos una buena descripción de esta roca: «As typically developped, the Salem Granite is a grey porphyritic biotite-granite with tabular phenocrists of orthoclase, generally exhibiting a parallel orientation. In some localities, however, the feldspar phenocrists are so small and ill-defined, that the porhyritic structure of the rock becomes very indistinct.»

Esta estructura con agrupación fluidal de los fenocristales de feldespato es muy frecuente en los granitos en cuestión; la he encontrado en combinación con su aspecto fresco característico en muchos otros lugares. Considero muy probable que estos granitos tengan una propagación grande por todo el sur y centro de África.

Granitos de esta índole y de edad aproximadamente idéntica se encuentran en gran desarrollo al sur del lago Victoria; su parecido con el granito sudafricano me llamó especialmente la atención. Según referencias, existen también en Nigeria, dentro de las rocas del basamento, granitos de estructura porfírica y de aspecto fresco. En las descripciones de los granitos de Sud África de muchos puntos diferentes, volvemos a encontrar la mención de estas mismas características. Existe, sin embargo una diferencia. Mientras que estos granitos de Sud-West-África contienen hornblenda solamente por excepción, este mineral se encuentra en los del sur y del centro de África con mucha frecuencia, y es a veces tan abundante que se menciona como carasterístico de la roca. Pero no debe perderse de vista que muchos granitos anfibólicos son más jóvenes, porque han hecho intrusión en los estratos de la serie de los Malmesbury-beds que Rogers paraleliza con una parte de la formación de Nama.

5. *Proterozoico medio*

De tres lugares conozco capas antiguas, fuertemente metamórficas que son más jovenes que el granito principal. En la Wolfsbucht, situada a unos 20 kilómetros al sur de Lüderitzbucht, descansan con una discordancia muy marcada sobre el basamento gnéisico perforado por el granito principal. Esta serie de capas es considerada por mí como perteneciente a la formación de los «esquistos cloríticos» (7); en esta región están cubiertos con discordancia por la formación de Konkip. En el Zweikuppen-

Berg, situado a unos 30 kilómetros al sud de Lüderitzbucht, la formación de las filitas descansa con discordancia sobre capas que considero como pertenecientes a la formación de los «esquistos cloríticos». Cerca de Nudabib (en la región de Wittpütz, punto situado a unos 130 kilómetros al sur de Aus) se encuentran capas fuertemente metamórficas en posición más o menos perpendicular que son más jóvenes que el granito principal y que me inclino colocar en la formación de los «esquistos cloríticos» a causa de su gneisificación considerable.

Las capas de Nudabib me son conocidas hasta ahora solamente de este punto situado al W de Wittpütz. Descansan sobre micaesquistos antiguos y anfibolitas pertenecientes a la serie de Karibib y perforada por el granito principal. Entre ambos grupos reina una discordancia muy marcada. El horizonte basal de las capas de Nudabib está constituído por conglomerados de rodados de gneis muy potentes; éstas están seguidas por un complejo compuesto preferentemente por calizas cristalinas grises y blancas y finalmente por cuarcitas gris-negruzcas, lajosas y macizas y gneisificadas. Este grupo de sedimentos representa el grupo más joven conocido hasta ahora. El espesor total de la formación de Nudabib alcanza más o menos 300 metros.

La formación de los esquistos cloríticos se encuentra al sur de Bogenfels, situado a unos 100 kilómetros al sur de Lüderitzbucht, en el yaciente de la parte inferior de la formación de Konkip; ambas están separadas por una discordancia (7). Kaiser reconoció que las rocas gris-verdosas que se descomponen bajo la acción de las atmosferílias en forma de bancos o en forma maciza, están constituídas en gran parte por anfibolitas; es muy probable que estas hayan sido primitivamente rocas y mantos básicos y sus tobas. Más o menos a unos 20 kilómetros al sur de Lüderitzbucht pude observar esta formación en un desarrollo algo distinto y además más completo porque se encuentran allí también las capas de su base y de su parte superior. En su base se encuentran conglomerados de rodados de gneis, luego siguen esquistos cloríticos, hacia arriba esquistos arenosos, calcáreos blancos, granulitas en bancos y finalmente de nuevo esquistos cloríticos. Estas capas son en parte seguramente sedimentarias, pero, en general, probablemente de origen volcánico.

En el Zweikuppen-Berg la formación se compone esencialmente de anfibolitas. El espesor total de la formación llega en la región de Wolfsbucht, situada al sur de Lüderitzucht, aproximadamente a 200 metros.

La formación de las filitas — En los cerros de Auas Rimann encontró una formación filítica superpuesta con discordancia marcada a las capas de Karibib. En el Zweikuppen-Berg, una formación filítica, prenamáica, y correspondiente a la recién mencionada, descansa con discordancia sobre la formación de los esquistos cloríticos y sus anfibolitas. Sus caracteres son:

1° Es una serie de depósitos esencialmente arenoso-arcillosos;

2° Las capas arcillosas han sido transformadas en filitas y las arenosas en cuarcitas de la granulación del azúcar;

3° La formación ha sido atravesada por un granito, que es más joven que el granito principal y que pongo en paralela con el «Domgranit» de Reuning;

4° Además descansa con discordancia sobre la formación de los esquistos cloríticos.

Las filitas y cuarcitas alternan o forman complejos mayores. Las filitas o son puramente arcillosas o son arenosas. Las cuarcitas varían de color; existe el color rojizo-blanquecino (preponderante) y el gris-azulado. Según Rimann, contienen frecuentemente piritas. El la Namib austral la formación filítica tiene un espesor mínimo de 500 metros. El grupo más joven de sus sedimentos está constituído por cuarcitas compactas de 150 metros de espesor, que componen la cumbre del Drachenberg y del Zweikuppen Berg. A parte de esta masa compacta parece haber otras. Las cuarcitas que alternan con las filitas tienen una coloración gris-verdosa. Se encuentra esta formación cerca de la costa de la Elisabeth-Bucht hasta 15 kilómetros al interior. En la región de la cuchilla gnéisica de Swakopmund la formación filítica compone frecuentemente los pliegues conjuntamente con las capas de Karibib. Es probable que esto se haya producido en el tiempo de la gran revolución que precedió al Cámbrico en África Sudoeste.

6. *El Domgranit*

E. Reunig denominó con este nombre un granito que encontró en la Namib septentrional, que es más reciente que el granito principal y que adquiere frecuentemente la forma de cúpulas o domos. Es el mismo granito, descripto por Cloos (*8,9*), que forma intrusiones en el granito de Salem en la región de Erongo. Cloos y Reuning toman el «domgranit» por poco más joven que el granito principal o de Salem. Generalmente está formado por granito biotítico y de dos micas, de grano fino hasta mediano. Frecuentemente su color es el rojo, de modo que ha sido denominado a menudo «granito rojo». Según mi opinión, existen granitos correspondientes también en la Namib austral; serían los que son de edad anterior a la formación de Nama y que han hecho intrusión en la formación de filitas; se trata de rocas de aspecto y composición muy parecidas al «domgranit», porque son como éste rojas y acompañadas por abundantes pegmatitas, porque forman igualmente cúpulas o domos (en Gabusib, Münzenberge y en el Zweikuppen-Berg, donde constituyen pequeños lacolitos dentro de la formación de filitas), y además porque son por un lado más joven que el granito principal y porque

pertenecen por el otro a los granitos prenamáicos. Si esta suposición es acertada, se verá a raíz de nuevas investigaciones. El « domgranit » no se ha observado aun en la Nami austral en relación íntima con el granito principal y por esto ha sido tratado por mí hasta ahora conjuntamente con éste (*6*). Pero como se ha constatado a base de las observaciones al sud de Lüderitzbucht, que el Proterozóico medio es más reciente que el granito principal y que está atravesado por el « Domgranit », me adhiero a las opiniones de Reuning y Cloos, que han atribuído una edad diferente a los dos granitos. En la Namib austral pertenecen al « Domgranit » :

a) Un granito rojizo de grano fino, aplítico, a veces microlítico y de grano saccaroide, que contiene muchas inclusiones de pegmatitas y que muestra tendencia de formar granito gráfico; se encuentran en todo Namib p. ej., en Münzenberge, Gabusib, cerca del Zweikuppen-Berg, al sur del Granitberg etc.;

b) Una facies puramente pegmatítica o de granito gráfico que forma entre Prinzen-Bucht y Elisabeth Bucht no sólo diques, sino también masas de extensión mayor.

Quisiera mencionar que es muy posible que algunas rocas tomadas por « domgranit » pueden pertenecer también a las rocas ácidas que surgieron en tiempo de la formación de Sinclair y penetraron en la formación de Konkip, o a las que penetraron en la cercanía del río Oranje en la parte inferior de la formación de Nama.

En la región de Lüderitzbucht se encontraron en muchos lugares gabbros y peridotitas relacionadas con éstos (v. pág. 40), que son más recientes que el granito principal. En un lugar — al sur de Albatros y a 15 kilómetros al sur de Lüderitzbucht — existe una roca de esta índole que ha hecho intrusión en la formación de los esquistos cloríticos. Por eso creo que la época de la subida de estas rocas básicas es la misma que la del « Domgranit ».

7. *La formación de Konkip, Proterozoico superior*

A la sedimentación de las tilitas de la base de la formación de Nama precede una época larga de movimientos tectónicos. La existencia de este diastrofismo fué reconocido o mejor presentido por J. Barrell (*Rhytms and the measurements of geologic time, en Bull. o. t. Geol. Society of North América,* 1917, vol. 28, pág. 888), donde dice: « in the great clastic formations of the lower Cambrian, laid down chiefly in geosinclines, we see recorded the decadence of a great periods of revolution which terminated the Precambrian ». En Sud África existe y se expresa por múltiples discordancias (4 a 5 en Sud África y hasta ahora, 4 en África Sudoeste). La época principia en esta última región con la sedi-

mentación de depósitos de mares de poca profundidad, es decir, con conglomerados, esquistos arcillosos y dolomita, luego siguen en relación con movimientos tectónicos efusiones en masa de rocas básicas y ácidas y al mismo tiempo emerge la región del mar, de modo que se depositaron en la parte superior de la formación de Konkip conglomerados y areniscas de un clima árido. En vista de que durante esta época existía un continente, hubo en general denudación, de modo que las capas de la formación de Konkip superior se encuentran solamente en determinadas regiones y que fueron descubiertos hasta los grupos más antíguos, como por ejemplo los gneises arcaicos, sobre los cuales descansa a veces directamente la formación de Nama. La sedimentación solamente local de la formación de Konkip superior muestra analogía con el Keweenawan de Wisconsin y Míchigan.

En la costa ocurre la formación de Konkip en dos lugares:

1° Desde Bogenfels hacia el sur, probablemente hasta el río Oranje, haciendo abstracción de algunas interrupciones, y acaso aun más al sur,

2° Al norte de Spencer Bucht; su presencia en esta región es hasta cierto punto hasta ahora algo hipotética; se deduce de la descripción por Reuning de sedimentos parecidos *(Eine Reise längs der Küste Lüderitzbucht-Swakopmund. Mitt. a. d. D. Schutzgebieten, 26*, 1913) y de la existencia de la formación de Konkip en el interior correspondiente a esta faja costanera.

Como ya se dijo en la descripción del cuadro tectónico señalado en el principio de este trabajo, la formación de Konkip ocurre al sur del graben de Wittpütz y en el graben de Sylviahill.

Al sur de Bogenfels impera la facies costanera, la parte superior de la formación falta (las capas de Auborus). En en el graben de Sylviahill, en cambio, ocurre muy probablemente la facies del interior del continente (*7, 31, 22*). Las areniscas y los conglomerados de las capas de Auborus están allí poco plegados de modo que forman en partes cerros tabulares. No demuestran casi ningún metamorfismo, mientras que el grupo de Sinclair lo ostenta siempre. En la formación de Kunjas están contenidos a menudo dolomitas siempre bastante frescas, que pueden llegar a parecerse mucho a las capas de *Schwarzkalk* (caliza negra de la formación de Nama). Los esquistos arcillosos relacionados con ellas son filíticas, hasta sericíticas. En términos generales, el metamorfismo de este grupo es menor que el de la formación de las filitas, con excepción de la región costanera al sur de Bogenfels, donde observamos en varios lugares un metamorfismo relativamente intenso.

Hago seguir un cuadro sinóptico de la formación de Kunjas:

Sud-West-África		Sud África
Interior del continente	Costa atlántica	
Base de la formación de Nama.	Base de la formación de Nama.	Dolomite Series y Black Reef.
Gran Discordancia		
Capas de Auborus (sedimentos continentales).	Faltan.	Koras Series superiores.
Discordancia.		Discordancia.
Estratos de Sinclair (erupciones en masa).	Rocas efusivas.	Ventersdorp System (erupciones en masa).
Discordancia.		Discordancia.
Capas de Kunjas (sedimentos de mar poco profundo).	Dolomitas, cuarcitas, esquistos y, en la base, tilitas.	Capas de Witwatersrand, tilita de Heidelberg y Klerksdorp.
Gran Discordancia		

Capas de Auborus. — Se encuentran en el interior, en regiones restringidas y alcanzan a unos 700 metros de espesor. En la base existen conglomerados o brechas, que llegan a un espesor de 250 metros; luego siguen areniscas rojas con rajaduras o grietas de desecamiento, con estratificación entrecuzada, y con *ripple marks*, y finalmente esquistos arcillosos rojos. Localmente, las areniscas pasan a cuarcitas rojizas macizas.

En la costa del Atlántico no existen.

En Sud África están representadas, según mi opinión, por la parte superior de las Koras Series, que ocurren también sólo localmente, y que tienen un desarrollo muy parecido a las capas de Auborus, por lo que se entrevé de las descripciones (*4*).

Estratos de Sinclair. — En el interior del continente tienen un espesor de unos 500 metros. En la parte inferior de la serie predominan las efusiones básicas con rocas de color obscuro, en la parte superior las efusiones ácidas con colores rojizos; la sucesión se presenta más o menos en esta forma: diabasas, porfíritas con labrador, porfiritas, pórfidos cuarcíferos en mantos extensos. Se observaron también aplitas y pegmatitas, y además rocas de profundidad, básicas. Ya se dijo, en general las rocas ácidas son más recientes que las básicas. En la base de la serie e intercalados entre los mantos hallamos conglomerados y brechas, las últimas son en partes de origen sedimentario, en parte se trata de tobas. El pasaje de la sedimentación bajo condiciones marinas a condi-

ciones terrestres, se revela por la coloración rojiza de las zonas superiores, manteniéndose al mismo tiempo el carácter litológico de los sedimentos.

En la costa del océano encontramos la serie representada por rocas efusivas más o menos metamórficas del tipo de los gabbros y de las diabasas, transformadas ahora en anfibolitas.

En Sud África, el Ventersdorp-System comprende dos discordancias y está compuesto por mantos básicos y ácidos de considerable espesor, con intercalaciones de conglomerados, de brechas y de tobas que se encuentran también en la base.

Estratos de Kunjas. — En el interior del continente tienen un espesor de 100 metros. En la base se hallan conglomerados con limonita y con un contenido de oro; hacia arriba siguen esquistos arcillosos, filíticos y luego caliza o dolomita.

En la costa, al sur de Bogenfels, se encuentran en la base conglomerados o un horizonte que he descrito como tilita. En una pasta arcillosa o calcárea yacen pedazos redondeados y angulosos de rocas que no existen en las rocas del basamento de la vecindad. Se encontraron bloques de granito de más de un metro de diámetro, aparte de fragmentos angulosos de equistos (*7, 16*). En este conjunto es de interés llamar la atención sobre la circunstancia de que Rogers ha hallado una tilita en las capas de Witwatersrand. En la base de estas capas, que afloran en la región costanera del Atlántico, puede encontrarse además una brecha de aspecto singular, que representa la cubierta de una superficie continental compuesta de escombros y de calizas. La última penetra en forma de venas en el yaciente. También en la región de Bogenfels las calizas de la base son bastante frecuentes. Encima de estas capas basales sigue un grupo de depósitos filítico-cuarcíticos con esquistos y cuarcitas grisverdosas, levemente calcáreas. La parte superior de la serie está formada por bancos de calizas que pueden ser macizas, y que se asemejan a menudo al *Schwarzkalk* de la formación de Nama.

En Sud África corresponden a este horizonte probablemente las capas del Witwatersrand, que están constituídas por una serie de varios miles de metros de espesor de cuarcitas, esquistos arcillosos (filitas) y conglomerados. El contenido de oro de algunos de los bancos de conglomerados a dado lugar a la célebre explotación minera.

b) LAS FORMACIONES DESDE EL CÁMBRICO HASTA EL PÉRMICO

Entre los sistemas precámbricos y las capas de Dwyka de la base de la formación de Karroo de edad permo-carbonífera yacen en Sud-West-

África los sedimentos de la formación de Nama inferior y superior. En Sud África le corresponde el Transvaal-System y probablemente también las Matsap Series. Los grupos devónicos y carboníferos fosilíferos del Cape-System faltan en Sud-West-África del mismo modo como en las demás regiones del sur y centro de África. En la región costanera del Atlántico puede contarse con la presencia del Cape-System solamente hasta la región situada al sur de Port Nolloth. El Cape-System se compone de (*4*):

Witteberg Series: areniscas, cuarcitas y esquistos con plantas terrestres;

Bokkeveld Series: esquistos azul-negruzcos con areniscas interestratificadas existen petrificaciones marinas del Devónico;

Table Mauntain Series: cuarcitas y areniscas generalmente gris-blancas con intercalaciones de bancos de esquistos arcillosos poco frecuentes; su espesor es de unos 1500 metros.

Range indicó la siguiente subdivisión de la formación de Nama, aceptada ahora por todos los autores:

Formación de Nama superior: Capas del Fischfluss;
Capas del Schwarzrand;
Formación de Nama inferior: Schwarzkalk;
Cuarcita de Kuibis;
Capas basales.

El conocimiento de esta formación ha sido adelantado considerablemente por las investigaciones de Rogers en el Klein-Namaland (*3, 23*) y por los trabajos de Kaiser y Beetz en los campos diamantíferos australes (*7*). Nos interesan aquí especialmente los estratos de la formación de Nama en la región de la costa del océano.

Debe hacerse la siguiente anotación previa: La formación de Nama se encuentra en el interior del continente, por lo general en posición horizontal o poco inclinada y se compone de una serie de sedimentos exentos de todo metamorfismo. En la región de la costa se la encuentra únicamente en las depresiones de los distintos graben y ha sido plegada con rumbo de norte a sur en el extremo oeste de los graben del Oranje y de Wittpütz. A causa de estos movimientos estas rocas han sufrido allí un leve metamorfismo.

Debería contarse entonces con la presencia de los sedimentos correspondientes en las partes de la costa oriental de Sud América correspondientes a:

1° La región de Franciscus-Bucht, Sylviahill hasta al norte de Spencer-Bucht;

2° Al norte de Hottentotten-Bucht;

3° Desde Elisabeth-Bucht hasta Angras Juntas (Sinclair Island);

4° Al norte y sur de la desembocadura del río Oranje;

5° Y probablemente en extensión siempre creciente al sur de Port Nolloth.

El plegamiento en las sierras de la costa del Orange inferior y del graben de Wittpütz es tan intenso que aparece en los ejes de los anticlinales hasta el zócalo antiguo. La fuerza del plegamiento ha sido variable; al parecer, ha sido mayor en las sierras del Oranje inferior (Ovib-Berge, Schakals-Berge), y además ha de haber habido intrusiones de granito que han transformado los sedimentos localmente en esquistos cristalinos (el gneis joven de Rogers). Las investigaciones sobre el particular no pueden considerarse aun como terminadas. Subsiste todavía la posibilidad de que el plegamiento del Oranje sea más antiguo que en los campos diamantíferos australes del borde occidental del graben de Wittpütz.

En esta región encontramos las capas de Nama más o menos en la misma facies como en el interior del continente con excepción de los esquistos serecíticos incluídos en los esquistos arcillosos y de la dolomitaización de la caliza. En el Oranje, en cambio, los esquistos arcillosos son marcadamente filíticos, mientras que las calizas y cuarcitas han conservado su aspecto primitivo, con excepción de las regiones de las intrusiones graníticas.

Rogers ha establecido el paralelismo de la parte plegada de la formación de Nama con una parte de las capas de Malmesbury, que son muy difundidas en la parte austral de la Colonia del Cabo. En ocasión de una excursión en la región del Oranje inferior, me he podido cerciorar de que una gran parte de las capas descritas son idénticas a las de la formación de Nama, especialmente en lo que se refiere a las que encontramos en los Ovib-Berge. Hasta que grado comprende la formación de Nama en el sentido de Rogers, a partes de la formación de Konkip, se podrá decidir únicamente después de un estudio detallado.

En la región de la costa del océano se han encontrado hasta ahora únicamente los horizontes de la parte inferior de la formación de Nama. El perfil detallado se presenta en la siguiente forma:

Sud-West-África		Sud África
Costa del Atlántico	Interior del continente	
Formación de Nama superior :	Formación de Nama superior :	
Capas del Fischfluss; Capas del Schwarzrand (en el graben de Wittpütz).	Capas del Fischfluss; Capas del Schwarzrand.	?
Formación de Nama inferior (en posición discordante sobre todas las formaciones anteriores).		
Schwarzkalk.	Schwarzkalk.	Campbell Rand y Dolomite Series.
Cuarcita de Kuibis.	Cuarcitas de Kuibis y facies de esquistos arcillosos (esquistos y calizas verdes).	Black Reef Series, en cuya base se encuentran :
Capas basales :	Capas basales :	
a) Arcosas y conglomerados;	*a)* Arcosas y conglomerados;	*a)* Arcosas y conglomerados;
b) Dolomita inferior al sur de Kuibis.	*b)* Dolomita inferior;	*b)* Dolomita inferior en la región de Prieska;
	c) Tilita (tilita de Numees).	*c)* Tilita de Numees.
Gran Discordancia		

Es un hecho de importancia que la cuarcita de Kuibis está desarrollada en la zona costanera en una facies de esquistos arcillosos, es decir, en una facies de mar un poco más profundo. Se trata de esquistos arcillosos gris verdosos, que contienen en determinados lugares, pequeños bancos de caliza o lentes de esta roca o que se vuelvan calcáreos a su vez. El espesor de este grupo oscila entre los 30 y 150 metros. La distribución de las capas de estas facies (de esquistos arcillosos) demuestra que su sedimentación se produjo en el interior de bahías o brazos de mar de una profundidad mayor que las demás regiones costaneras. El océano abierto debe haberse encontrado al oeste; en el transcurso del tiempo avanzó poco a poco hacia el este, lo que expresa en el carácter terrestre o costanero de las cuarcitas de Kuibis y el carácter netamente marino de los esquistos arcillosos.

Resulta entonces que deberíamos contar con un desarrollo mayor de los esquistos arcillosos en el continente sudamericano.

La cercanía de la costa se expresa en África Sudoeste también en la facies de las capas basales. En la costa del Atlántico se intercala en ellas un horizonte dolomítico que se presenta siempre, aunque ocurre

con bastante irregularidad. Este horizonte inferior de dolomita se volvió a encontrar en el interior del continente en la región de Kuibis (7) y Rogers lo menciona de la región de Prieska (*4*).

Para la paralelización exacta de las series en cuestión ha sido de mucha importancia que se constató que las tilitas que había encontrado ya Rogers en el Klein-Nama-Land con un espesor de 250 metros, tienen su yacimiento o ubicación en la base de la formación de Nama. Se han denominado «tilitas de Numees» (*23*). He tenido ocasión de investigar y describir estas tilitas (*16*), y he llegado a la conclusión que representan la glaciación cámbrica. Se encontraron también en la costa del Atlántico a unos 15 kilómetros al sur de Lüderitzbucht (en Grosse Bucht); allí están fuertemente aplastadas y algo metamórficas y se parecen a las tilitas correspondientes del Oranje. Su mayor difusión se halla en el interior del continente en una distancia de unos 50-125 kilómetros de la costa. Sobre su extensión ulterior hacia el norte no se conoce nada todavía. En la formación de Nama en la terminación occidental del graben de Wittpütz no existen estas tilitas.

En el norte del país yacen en la base de las capas de Otavi los llamados conglomerados de Nosib, que contienen en una pasta arenosa roja en parte grandes rodados de rocas del zócalo, y que pasa hacia arriba a una arenisca colorada. Esta arenisca está cubierta por las dolomitas de Otavi cuyo espesor alcanza a muchos miles de metros (*12*). No conocemos nada sobre la existencia y el desarrollo de esta formación en la costa.

c) LA FORMACIÓN DE KARROO

En África Sudoeste existe un hiatus de sedimentación de gran importancia entre las formaciones de Nama y de Karroo, mientras que en la Colonia del Cabo se intercalan entre ambas las Matsap Series y el Cape System (Devónico-Carbonífero) (*15*, pág. 61).

En el sud de África Sudoeste se conoce de la formación de Karroo únicamente en un afloramiento reducido que se encuentra en el graben del Oranje y que está compuesto por tilita de Dwyka y capas de Ekka (*23*). Su desarrollo es muy parecido al de estos pisos en Sud África (*4*). El cambio de facies se produce al norte de la cuchilla de gneis de Swakopmund, que desempeña el papel de límite.

Desde la línea Erongo-Waterberg (*9*) la formación de Karroo se presenta bajo la forma de las capas de Kaoko, compuestas por areniscas, conglomerados y brechas, cuya edad era desconocida hasta hace poco, hasta que se encontraron en la arenisca de Etjo rastros de saurios, que fueron descritos por von Huene según las comunicaciones que se le hicieron. Falta aún una clasificación directa con el objeto a la vista, pero la

existencia está fuera de toda duda. Ya se dijo que esta formación gana hacia el Kaokoveld en extensión. Reuning la estudió (*11*). Según este autor, sus capas adquieren hacia el inierior del continente una facies continental, mientras que prevalecen cerca de la costa los depósitos de un mar de escasa profundidad. Él encontró en estas petrificaciones, primeramente restos de *Mesosaurus* en el Doros-Berg, que es un cráter antiguo; además halló árboles petrificados con anillos anuales y en un rodado un diente de mamífero. Los fósiles fueron clasificados por von Huene. Se indica el siguiente perfil :

Kaokoveld		Sud África
Mantos de porfirita Mantos de meláfiro	500 m.	Karroo superior-Drakensberg-Beds.
Arenisca principal.		Cave Sandstone / Stormberg-Series.
Hiatus.		Capas de Ekka.
Capas de Kaoko con *Mesosurus* del cráter de Doros.		Dwyka.

Estos últimos depósitos del cráter de Doros constan de conglomerados, areniscas, esquistos arcillosos, arcillas, tobas volcánicas y masas de bombas.

Como se ve en el cuadro comparativo la serie del Karroo y la del Kaoko se distinguen considerablemente. En primer lugar debe mencionar que faltan las capas de Ecca (*11*, pág. 113). Además empiezan las efusiones ya en el tiempo del Dwyka superior. Reuning (ibídem) escribe sobre el particular « Die Fossilien des Knochenlagers von Doros gestatten nun die stratigraphische Stellung dieser Schicht ziemlich eindeutig zu bestimmen und damit auch das geologische Alter der ersten Eruptionen nach oben hin zu begrenzen. Die südafrikanischen Geologen rechnen die Mesosaurier dem obersten Dwyka zugehörig. Ist diese Zuordnung zu einem bestimmten geologischen Horizont eindeutig, so hätten wir in Südwestafrika in Gegensatz zu Südafrika die ältesten Anzeichen erupiver Tätigkeit bereits in der jüngeren Dwykazeit. » En Sud África las erupciones tienen lugar sólo hacia al final del período de Stormberg (*4*, pág. 445).

Reuning admite que en la época del Dwyka la región del crácter de Doros (situado al norte de Brand-Berg y al NE de Cape Cross) perteneció a una región costanera. Además supone la existencia de tierra firme en el este, donde se depositarón areniscas, brechas y conglomerados de las capas de Kaoko en la facies que ocupa la región entre Erongo y Brand-Berg hasta Waterberg. En la cercanía del cráter de Doros en cambio predominan arcillas que alternan con tobas volcánicas. Los depósitos posteriores se han formado sobre tierra firme y comprenden la arenisca principal que corresponde a una formaciôn de médanos de clima árido.

Resulta entonces que deberíamos encontrar el Karroo en la facies de

las capas de Kaoko en la costa oriental de Sud América, al norte de una región que correspondería a la de Swakopmund. Primeramente ocuparía regiones algo elevadas y retiradas de la costa, pero desde la zona correspondiente a la de Cape Cross se encontrarían inmediatamente sobre la costa. El complejo más notable de la serie de Cape Cross está constituído por los mantos eruptivos que tienen un espesor de unos 500 metros y que forman el miembro más joven de la serie de Kaoko.

d) CRETÁCEO Y TERCIARIO

En el Sur de Sud-West-África existe un hiatus enorme entre la formación de Nama y los depósitos del Cretáceo y Terciario que descansan sobre aquélla con discordancia. Éstos han sido estudiados detenidamente por Kaiser y Beetz en los campos diamantíferos al sur de Lüderitzbucht (7).

Debajo de las capas más antiguas de esta cubierta se encuentra una superficie continental bien estudiada. Esta superficie está alterada profundamente lo que se manifiesta por la silicificación muy difundida y horizontal de las rocas calcáreas y por la descoloración de los esquistos arcillosos que la llevan. Ella está cubierta por las capas de Pomona que se toman por Cretáceo y que son de origen terrestre y los conglomerados fluviátiles del llamado « Quarzitschotter ».

Las capas de Pomona constan de areniscas verdes y de bancos de arena o de ripio silicificados o calcáreos. La silicificación ha producido una cuarcita gris-verdosa, en la cual están encerrados los fragmentos angulosos o los escombros en una pasta aparentemente vítrea. También los depósitos fluviales demuestran haber sido depositados bajo un clima árido, a juzgar por los graudes conos de deyección que forman (véase la descripción detallada en 7).

Estas capas de Pomona y ripios cuarcíticos están cubiertos por sedimentos marinos del Eoceno superior. Estos sedimentos marinos indican que África y América australes han estado separadas ya en esta época.

Las distintas glaciaciones del Continente del África austral y central

La parte de África situada al sur del ecuador forma una unidad geológica. Es un continente de muchísima antigüedad. Sus relaciones íntimas con Sud América, India y Australia, que se expresan especialmente en las faunas y floras casi idénticas del tiempo de la época del Karroo, especialmente, han motivado la suposición de la existencia de un continente antiguo mayor: el continente de Gondwana.

Se conoce en el escudo africano una serie larga de depósitos de tilitas de edad diferente; en el caso de que la íntima relación de los continentes mencionados supuesta por Wegener haya existido realmente, entonces sería acaso posible encontrar también en Sud América las manifestaciones de las oscilaciones climáticas expresadas en las tilitas, cuya existencia se ha constatado en Sud África.

Las tilitas que corresponden a la gran glaciación permo-carbonífera se han encontrado ya. Se trata de las tilitas de Dwyka.

En las líneas siguentes enumeraré todas las oscilacianes climáticas que se han descubierto hasta ahora e indicaré su propagación por sobre el antiguo continente de Gondwana, (para mayor detalle véase *16*); distingo, según lo que nos enseña la teoría de los diastrofismos, las grandes glaciaciones que tuvieron lugar en los finales de las grandes revoluciones del globo terráqueo y las glaciaciones producidos por pequeñas oscilaciones del clima.

Gran glaciación al final de la revolución algomiana: Comprobada en el Hurónico inferior de Norte América y sobre una región de 1000 millas de extensión este a oeste y de 750 millas de extensión norte a sur; es probable que pertenezcan a esta glaciación los fenómenos de esta índole que se encuentran en la base de la arenisca de Torridón y los depósitos parecidos a tilitas que menciona Vredenburg de la formación de Dharwar de la India.

Glaciación local del Proterozóico superior: Las tilitas del Lower Keweenavan del Lake superior; las tilitas de la base de la formación de Konkip de la Namib de Sud-West-África; la tilita de las Goverment Reef Series (capas de Witwatersrand) de Transvaal.

Gran glaciación al final de la revolución terráquea precámbrica: Australia contiene numerosas manitestaciones de ella; existe además en la China, la India (¿Blaini beds?), Spitzbergen, en el distrito de Lena (Asia boreal), en Norte América (?) y en el Namaland (Numees tillit).

Glaciación local del Ordoviciano medio o superior: Varanger Fjord; Escocia, Spitzbergen (?) y Sud África (Griquatown-Series).

Glaciación local del Devónico: Table-Mountain-Series de Sud África y Old Red del norte de la Gran Bretaña (?).

Gran glaciación al final de la revolución de los Appaláquios: Dwyka de Sud África, Talchir de la India, en Australia, Sud América y Norte América.

Glaciación local del Triásico superior hasta el Liásico: En la región de Maniema al oeste de los lagos de Tanganyika y Kiwu y en el Congo en la base de las capas de Luabala-Lubilasch que se puede seguir hasta Katanga y Angola.

Glaciaciones locales al final de la revolución de Laramide del Cretá-

ceo más superior y del Terciario basal: Spitzbergen, América del Norte, Australia.

Gran glaciación del Pleistoceno.

Conclusión

De lo antedicho se desprende que se ha echado el fundamento para una comprobación ulterior de la teoría de Wegener por medio de las investigaciones hechas en los últimos años en África Sudoeste; no debe perderse de vista que queda aún bastante por hacer. Pero creo que he podido comunicar a los colegas que trabajan en Sud América, una serie de datos que les serán útiles en sus estudios.

BIBLIOGRAFÍA

(Las cifras se refieren a las que figuran en el texto en bastardilla y entre paréntesis)

1. Wegener, A., *Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. (Die Wissenschaft 66. 3te Aufl. Braunschweig.* V. v. Vieweg u. S. 1922.)

2. Wegener, A., *Die Theorie der Kontinentalverschiebung, ihr gegenwärtiger Stand und ihre Bedeutung für die exacten und die systematischen Geowissenschaften. Nach einem Vortrag geh. am 26. Sept 1924 auf der Tagung der Deutschen Naturf. Aerzte in Innsbruck.*

3. Rogers, A. N., *The Geology of Part of Namaqualand. Trans. of the Geol. Soc. of South Africa,* páginas 72-101, 1916.

4. Rogers, A. W., and du Toit, A. L., *An Introduction to the Geology of Cape Colony.* 2 Edition. 1909.

5. Penck, A., *Südafrika und Sambesifälle. Geogr. Zeitschr.* Bd. 12. Heft 11/1906.

6. Beetz, W., *On a Great Trough-Valley in the Nami. Trans. of. t. Geol. Soc. of South-Africa,* volumen XXVII, 1924.

6. Beetz, W., *Der Wittpützgraben in* E. Kaiser, *Die Diamantenwüste Südwestafrikas 1926.*

7. Kaiser E., *Die Diamantenwüste Südwestafrikas, zugleich Eläuterung zu einer geologischen Specialkarte der südlichen Diamanten felder 1: 25000 aufgenommen von W. Beetz und E. Kaiser mit Beiträgen von W. Beetz, J. Boehm, R. Martin, H. Rauff, M. Storz, E. Stromer, W. Weissermel, W. Wenz, K. Willmann,* 2 tomos, Dietrich Reimer, Berlin, 1926.

8. Cloos, H., *Geologie des Erongo im Hererolande. Beitr. z. geol. Erf. d. Deutschen Schutzgebiete,* Heft 3, Berlin, 1911.

9. Cloos, H., *Der Erongo. Beitr. z. geol. Erf. d. Deutsch. Schutzgeb.* Heft 17/1919.

10. Reuning, E., *Der Intrusionsverband der Granite des mittleres Hererolandes und des angrenzenden Küstengebietes in Südwestafrika. Mit geol. Übersichtskarte. Geol. Rundsch.* Bd. XIV, Heft 3.

11. Reuning, E., und F. von Huene, *Fossilführende Karrooschichten im nördlichen Südwestafrika.* N. Jahrb., BB. LII, Abt. B., página 94.

12. Schneiderhöhn, H., *Beiträge zur Kenntnis der Erzlagerstätten und der geologi-*

schen Verhältnisse des Otaviberglandes, Deutsch-Südwestafrika. Abh. d. Senkenberg. Naturf. Ges. 37, Frankeurt, 1921.

13. Delhaye F. et Sluys, M., *Les Calcaires du Bas Congo. Contribution a l'étude géologique et géographique du bassin du Congo,* 1921.

14. Behrend, F., *Die Stratigraphie des östlichen Centralafrika, etc., Beitr. z. Erf. d. Deutch. Schutzgeb.* Heft 15, Berlin, 1918.

15. Wagner, P. A., *The Geology and Mineral Industry of S. W. Africa. Geol. Survey Memoir nº 7,* Pretoria, 1916.

16. Beetz, W., *Uber Glacialschichten an der Basis del Nama und Konkipformation in der Namib Südwestafrikas.* N. Jahrb. B. BB. 54, 1926.

17. Gürich, G., *Kambrium in Deutsch-Südwestafrika. Centralbl. f. Min.*, páginas 65-69, 1902.

18. Rimann, E., *Geologische Untersuchungen des Bastardlandes in Deutsch-Südwestafrika.* Verl. Dietrich Reimer, Berlin, 1915.

19. Rimann, E., *Beitrag z. Geol. von Deutsch-Südwestafrika. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges.,* 1916.

20. Wagner, P. A., *On some mineral Occurrences in the Namib Desert. Trans. of the Geol. Soc. of S. A.,* volumen XXIV, 1921.

21. Beetz, W., *The Konkipformation on the Borders of the Namib Desert, north of Aus. Ibidem,* volumen XXV, páginas 23-40, 1922.

22. Beetz, W., *Beitrag zur Kenntnis der Stratigraphie der Konkipformation Südwestafrikas und der Erzvorkommen am Namibrand nördlich Aus.* N. Jahrb. BB., L., páginas 414-447.

FÓSILES DE LA FORMACIÓN PETROLÍFERA

O «SISTEMA DE SALTA» (*)

(CON 6 LÁMINAS)

POR GUIDO BONARELLI

INTRODUCCIÓN

En mi *Tercera contribución al conocimiento de las regiones petrolíferas sudandinas del norte (provincias de Salta y Jujuy), (An. Min. Agric.,* Sec. Geol. Mineral. Minas, t. XV, n° 1, 1921, Buenos Aires), he clasificado provisoriamente un crecido número de fósiles procedentes del horizonte calcáreo-dolomítico, intercalado entre mis «Areniscas inferiores y superiores» de la «Formación petrolífera». En aquel tiempo no tuve oportunidad de completar el citado trabajo con una descripción detallada de los fósiles y tuve que contentarme con denominarlos y figurarlos en las láminas IX, X y XI, y en algunas figuras en el texto. Dada la importancia de estos fósiles como material comprobatorio de la edad supratriásica o liásica del citado horizonte, era necesario figurarlos para poder dar elemento de juicio a los interesados.

Entre tanto, la fauna se ha encontrado en manos de M. Cossmann, a quien fueron llevados por el director del Museo Nacional de Historia Natural Bernardino Rivadavia, señor M. Doello-Jurado, en ocasión de su viaje a Europa en 1922. He tenido la satisfacción de que Cossmann, el reconocido especialista en gasterópodos, ha confirmado ampliamente mis ideas respecto a la edad de dichas capas, en un trabajo sobre la fauna, aparecido en las *Comunicaciones del Museo Nacional de Historia Natural,* tomo V, n° 12, 1925. El trabajo se intitula: *Description des gastropodes mézosoiques du Nord-ouest de l'Argentine.*

(*) La colección se guarda en el Museo Nacional de Historia Natural, Bernardino Rivadavia. Buenos Aires.

Por otra parte, creo que en su descripción un tanto somera, ha reunido, con criterio paleontológico diferente al mío, «formas» de diferentes caracteres en una misma especie, pero por otra parte, concuerda conmigo completamente en lo que se refiere a los géneros.

En las siguientes líneas describiré las diferentes «formas» de acuerdo con mi modo de ver, y son «formas» que distingo y no «especies», porque me parece posible únicamente — en materia de paleontología — distinguir o fijar con distintos nombres las distintas aspectos que ofrecen los fósiles, aunque las diferencias entre ellos sean sólo leves y aunque pueda tratarse en realidad, sólo de distintos individuos de una especie.

Pero no me parece posible saber lo que ha sido una «especie» en aquel tiempo remoto, porque no disponemos de restos suficientes, es decir, de las partes carnosas y genitales, para poder llegar a una concepción clara del alcance de cada especie en cada caso.

PRIMERA PARTE

Fósiles de «Carbajal»

Carbajal es una estancia situada al sudeste de Rosario de Lerma, a poca distancia del *Pucará* de Lerma. En ningún punto de la finca aflora la «formación petrolífera»; por el contrario. los únicos sedimentos de que se compone el subsuelo de aquel paraje son aluviones antiguas y modernas del gran conoide de deyección del río Toro.

Los fósiles de Carbajal fueron hallados, entre otros objetos de ornamento o de uso común, en las tumbas del Pucará. Es muy probable que su procedencia exacta sea, por lo menos en parte, de las localidades siguientes: cumbre del Cerro Bayo, alrededores de la Poma; pues de estos mismos lugares tenemos fósiles, recogidos por el señor Graef y por otros, cuyos caracteres petrográficos, de fosilización, son los mismos que los observados en el material procedente de Carbajal. Iniciamos nuestro trabajo con la descripción de estos fósiles por tratarse, en conjunto, de una fauna mucho más rica que las procedentes de otros lugares.

Gen. **ZYGOPLEURA** Koken (1892)

Diagnosis. — *Zygopleura* (fam. *Loxonematidae* Koken, 1892); testa imperforata, elongato-turriculata, polygyrata, cylindroconica; spira elongata; suturis parum impressis; anfractibus numerosis, plerumque

convexis, vel antice tumidiusculis; protoconcha leve; anfractibus minoribus fortasse levibus, majoribus vero plerumque transversim costatis; costulis vario numero in quovis anfractu, plerumque claviformibus, antice nodigeris, postice evanescentibus; ultimo anfractu (quondam) exornato vel striis crescimenti sinuosis transversim ornato, base levi; peristoma simplici, subintegro, ovale, vel quasi rotundo, antice subobtuso; labro externo simplici, sigmoide, antice sinuoso reflexo, postice excavato; columella excavata laevi, parum arcuata.

G. T. = *Turritella hybrida* Münst. *(Tyrolien* de San Cassiano).

Gen. **ZYGOPLEURA** Koken (1892)

a) Formas « espinicostas » o « clavigeras » (Typ. = *Melania rugifera* Phill.). Este grupo es caracterizado por las costulas rectas y claviformes de sus anfractos mayores, que presentan su mayor acentuación (nudos) en el tercio anterior de los anfractos.

1. *Zygopleura turgida* Bonar.
2. — *turgida* var. *elatior* n.
3. — *turgida* var. *proversicosta* n.
4. — *pancinodosa* Bonar.
5. — *spinicosta* Bonar.
6. — *Cossmanni* n. sp.

b) Formas « diadematas » (Typ. *Zygopl. subrugosa* Mc Don. et True.). Los nudos de las costulas, en este grupo, tocan el borde de la sutura también en los anfractos mayores.

7. *Zygopleura argentina* Bonar.

c) Formas « coronarias » (Typ. *Zygopl. insignis* n. f.). Un pequeño espacio separa la corona de nudos, muy acentuada, de la sutura adyacente.

8. *Zygopleura insignis* n. sp.

d) Formas « pustulicostas » (Typ.).

9. *Zygopleura De Carlesi* n. sp.

e) Grupo « aberrante » (Typ. *Kittliconcha cassiana* n. f.).

10. *Zygopleura (Kittliconcha) Doelloi* n. f.

Gen. **ZYGOPLEURA** Koken (1892)

Zygopleura turgida Bonar (lám. I, fig. 1)

1921. *Zygopleura turgida,* Bonarelli. *Tercera contrib.,* pág. 70, lám. IX, figs. 1 y 2 (= *Typ.)*
1925. *Zygopleura paucinodosa* Bonar, var. *turgida,* Cossmann.

Diagnosis. — *Zygopleura* testa conica; spira parum elongata, angulo apicali = circiter 22°; anfractibus depressis, 9-10 costatis; costulis rectis, antice in tertio anfractuum nodigeris; nodis vero in anfractibus minoribus fere suturis adherentibus; ultimo anfractu coarctato.

Cossmann estuvo en dudas, si considerar a esta forma como una «especie» distinta o como una variedad de la *Zygopleura paucinodosa* Bonar. (véase más adelante). En caso de aceptarse esta última interpretación, deberíase más bien, por la ley de prioridad, considerar a la *Zygopleura paucinodosa* como una var. de la *Z. turgida.* En todo caso, las diferencias entre las dos formas son bastante notables; el ángulo apical de la *Z. turgida* es mucho más abierto, sus anfractos mucho menos altos, las costulas en cada anfracto más numerosas, el peristoma más redondo que en la *Z. paucinodosa;* además en esta última forma los nudos de las cóstulas, en los anfractos apicales, no se adhieren a las suturas como en la primera. Sea lo que sea, me acogeré en parte a la autoridad del gran paleontólogo francés admitiendo que entre mi *Zygopleura turgida* y el ejemplar de Carbajal atribuído por mí a *Zyg.* cfr. *nodulosa* (d'Orb.) (ob. cit. lám. IX, fig. 5) y colocado por Cossmann en sinonimia con *Zyg. paucinodosa* Bonar, existan afinidades suficientes para que una deba considerarse como var. de la otra.

Ejemplar número 2.

Zygopleura turgida Bonar., var. **elatior** n. (lám. I, fig. 2)

1921. *Zygopleura* cfr. *nodulosa* (d'Orb.), Bonarelli. *Tercera contrib.,* pág. 70, lám. IX, fig. 5 (= *Typ.)* (non d'Orb., sed Moore).
1925. *Zygopleura paucinodosa,* Cossmann *(ex p.)*

Diagnosis. — *Zygopleura turgida* var. *elatior* differt a typo majore longitudine spirae, numero minore (8-9) costularum in quovis anfractu, majore altitudine anfractuum, minore apertura anguli apicali = circiter 16°.

En mi *Tercera contribución,* había atribuído a *Zyg.* cfr. *nodulosa* (Moore), dos ejemplares distintos (ob. cit., lám. IX, figs. 4 y 5), uno de ellos procedente de Maimará, el otro de Carbajal. Un examen más minucioso

de los dos ejemplares me ha convencido de que su determinación debe corregirse. En primer lugar sus semejanzas con la « especie » de Moore (1) tienen valor de simples analogías (forma general, aspecto y número de las cóstulas etc.); en segundo lugar, pertenecen indudablemente a dos formas distintas. El ejemplar procedente de Carbajal lo considero ahora como una variedad *(elatior)* de mi *Zygopleura turgida,* de forma más larga y más esbelta con ángulo apical más estrecho. En los demás caracteres no difiere del tipo; ambos presentan un número casi igual y muy reducido de cóstulas nodígeras en cada anfracto de la espira. Por este carácter (pobreza de ornamentación) la forma de Carbajal se distingue netamente de todas las demás *Zygopleura* hasta ahora descritas.

Cossmann consideró mis *Zygopl.* cfr. *nodulosa* como sinónima de otra forma mía, la *Zygopl. paucinodosa.* Discutiré más adelante esta identificación.

Número de ejemplares 1.

Zygopleura turgida Bonar. var. **proversicosta** n. (lám. I, fig. 3)

1921. *Zygopleura pustulosa* Bonarelli. *Tercera contrib.,* pág. 70 *(ex p.)*, lám. IX, fig. 16 (non fig. 17).
1925. *Zygopleura (Katosira) pustulosa* Bonar., Cossmann.

Diagnosis. — *Zygopleura turgida* var. *proversicosta* differt a typo majore sua magnitudine ac proversione costularum.

En mi *Tercera contrib.,* había atribuído a *Zygopleura pustulosa* n. sp. dos ejemplares distintos; uno de ellos procedente de Maimará y el otro de Carbajal. Un examen más detenido y minucioso de los dos ejemplares me ha convencido de que no pertenecen a una misma forma. Las cóstulas del ejemplar de Carbajal son claviformes, nodigeras y no verdaderamente pustulosas como las del ejemplar de Maimará. Además, son netamente proversas y no subrectas como en este último; también la abertura del ángulo apical es diferente y la forma general es más tosca.

En cuanto a su posible pertenencia al género *Katosira,* sospechada por Cossmann, no veo absolutamente en que se fundaría. Ni el ejemplar típico de esta forma, ni el de mi *Zygopleura* cfr. *Ethra* (Gemm.) de Maimará presentan las estrías espirales características de este género. Volveremos más adelante sobre este argumento.

He resuelto considerar al ejemplar de Carbajal como una variedad *(proversicosta)* de mi *Zygopleura turgida* a la que en realidad mucho se asemeja, aunque, por la mayor acentuación y la proversión de sus cós-

(1) *Qu. J. G. S.,* XXIII, (1867), pl. XIV, fig. 9.

tulas, sería tal vez el caso de considerarla como una forma distinta, pero siempre del mismo grupo y con la análoga característica de presentar, en los anfractos menores, los nudos de las cóstulas adheridos a las suturas, mientras que, en los últimos dos anfractos, ya se presentan bastante alejados, ocupando el tercio exterior de los anfractos.

Número de ejemplares 1.

Zygopleura paucinodosa Bonar. (lám. I, fig. 4)

1921. *Zygopleura paucinodosa* Bonarelli. *Tercera contrib.* pág. 70, lám. IX, fig. 3.
1925. *Zygopleura paucinodosa* Cossmann.

Diagnosis.— *Zygopleura* testa cylindroconica, turriculata, elongata; spira polygyrata; angulo apicale = circiter 22°; suturis parum impressis; anfractibus subcompressis, fere planiusculis, antice tumidiusculis, nodoso costatis; costulis exiguo numero (6) in quovis anfractu, claviformibus antice nodigeris, postice evanescentibus, nodis fortibus.

De todas las *Zygopleuras* descritas hasta la fecha, ésta es la que presenta el menor número de cóstulas y de nudos en cada anfracto. Difiere de mi *Zygopl. turgida* var. *elatior* por el menor número de cóstulas en sus anfractos, su espira más esbelta, sus anfractos más altos etc.

En el anfracto mayor del ejemplar típico se observan dos estrías espirales muy finas, poco acentuadas, entre base y flanco del anfracto mayor acompañando a la ornamentación concrescente. Este carácter sería algo aberrante o excepcional de acuerdo con los cánones diagnósticos del género *Zygopleura,* pero, podría tratarse de alguna anomalía, a la que, por de pronto, no atribuiremos mayor trascendencia.

Número de ejemplares 1.

Zygopleura spinicosta Bonar. (lám. I, fig. 5)

1921. *Zygopleura spinicosta* Bonarelli. *Tercera contrib.*, pág. 70 *(ex p.)* lám. IX, fig. 6 *(non* fig. 7)
1925. *Zygopleura paucinodosa* Bonar., var. *spinicosta,* Cossmann.

Diagnosis. — *Zygopleura* testa conica; spira parum elongata, angulo apicali = circiter 20°; anfractibus convexis 9 costatis; costulis crassis, pustuloso-nodigeris, rectis.

El aspecto de las cóstulas, en esta forma no permite su identificación, según propuso Cossmann, con la *Zygopleura paucinodosa;* además su espira es mucho más esbelta y las suturas son más profundas, lo que

confiere a sus anfractos una forma exterior más convexa y en lo cual mucho se asemeja a la *Zygopleura subnodosa (Chemnitzia* d'Orb.) (1).

Pero, también esta forma tiene cabida en el grupo de las *Zygopleuras* carbajalenses con muy pocas cóstulas en cada anfracto de la espira. Un examen más detenido y minucioso del ejemplar de Maimará, que en mi *Tercera contrib.,* había referido a esta misma forma, me induce a separarlo de ella, en vista de que presenta una ornamentación menos acentuada y formada por cóstulas rectas, poco acentuadas y simplemente nodígeras, no pustulosas.

Número de ejemplares 1.

Zygopleura Cossmanni n. f. (lám. I, figs. 6 y 7)

1921. *Zygopleura* cfr. *verrucosa* Bonarelli. *Tercera contrib.,* pág. 70 *(non.* d'Orb.), lám. IX, figs. 8 y 9.

(?) 1921. *Zygopleura* cfr. *ondulata* (d'Orb.), Bonarelli. *Tercera contrib.,* pág. 70 (ex p.) pág. 70, lám. IX, fig. 10 *(non.* fig. 11).

1925. *Zygopleura multicosta* Bonar., Cossmann (ex p.).

Diagnosis. — *Zygopleura* testa conica, elongato-turriculata; spira elongata, angulo apicali = circiter 16°, suturis parum impressis; anfractibus numerosis, planoconvexiusculis, transversim costatis; costulis (13 in quovis anfracta), claviformibus, antice nodigeris, postice valde attenuatis, rectis.

No me es posible aceptar la identificación, propuesta por Cossmann, de los ejemplares de Carbajal atribuídos por mí *(Tercera contrib.)* a *Zygopleura* cfr. *verrucosa* d'Orb., con mi *Zygopleura multicosta,* forma fundada sobre un ejemplar de Maimará. En esta última forma, perteneciente al grupo de la *Zygopl. arctecostata* (Münst.) (2), las cóstulas son más numerosas, casi desprovistas de nudos en sus extremidades anteriores; además atraviesan los flancos de los anfractos sin atenuarse en la parte posterior de los mismos y son algo proversas mientras que en los mencionados ejemplares de Carbajal son casi rectas.

Sin embargo, las diferencias que estos ejemplares presentan con la figura típica de la *Zygopleura verrucosa* (Terq.) y con la diagnosis de esta «especie», dada por él mismo autor, me obliga a fundar para dichos ejemplares una nueva denominación.

Número de ejemplares 3, más 4 dudosos.

(1) *Gastropodes jurassiques.*

(2) en Kittl, 1894, S^{t} Cassian, taf. IV, figs. 9-14.

Zygopleura argentina Bonarelli (lám. I, figs. 8 y 9).

1921. *Zygopleura argentina* Bonarelli. *Tercera contrib.*, pág. 70, lám. IX, fig. 19.
1925. *Zygopleura (Katosira) maimarensis* Bonar., Cossmann (ex p.).

Diagnosis. — *Zygopleura* testa conica, turriculata; spira elongata, angulo apicali = circiter 15°, anfractibus depressis, diadematis, planiusculis, nodoso-costatis; costulis nodigeris, rectis, postice evanescentibus; nodis suturis adherentibus; costulis numero 10 in quovis anfractu.

Un carácter distintivo del grupo a que pertenece esta forma ya ha sido observado por Agnes Irene Mac Donald y Arthur Elijah Trueman en su *Zygopleura subrugosa* (1) — la que también tiene cabida en este grupo — y es que por la adhesión de los nudos a las suturas éstas presentan un desarrollo ondulado.

Este carácter es bien evidente en los ejemplares cuya reproducción fototípica acompañamos (lám. I, figs. 8 y 9), mientras que el otro ejemplar atribuído a la misma forma y figurado con anterioridad *(Tercera contrib.,* lám. IX, fig. 19), lo presenta con menos evidencia por hallarse tal vez en mal estado.

Otro carácter digno de mencionarse en esta forma consiste en que sus cóstulas transversas, aunque tiendan a desaparecer en el tercio posterior de los anfractos, se elevan otra vez a poca distancia de las suturas precedentes formando un relieve nudiforme poco acentuado, de modo que cada cóstula se presenta *binotata,* con mayor acentuación del nudo anterior.

Más adelante discutiré la identificación específica, propuesta por Cossmann de mi *Zygopleura argentina* con otra forma mía : la *Zygopleura maimarensis* de Maimará.

Número de ejemplares 3.

Zygopleura insignis n. sp. (lám. I, fig. 10)

Diagnosis. — *Zygopleura* testa conica turriculata; spira elongata; angulo apicali = circiter 22°, anfractibus depressiusculis, antice convexis, postice late concavis, costato — coronatis; costulis evanescentibus, antice in tertio externo nodoso — spinatis; nodis costulisque vario numero (12-14) in quovis anfractu, a suturis distantibus; peristoma rotundo; labio interno (columellare) calloso.

(1) *The Evolution of certain Liassic gastropods, with special reference to their use in stratigraphy.* Q. J. G. S., LXXVII, pg. 297 ss. London, 1921.

Ninguna de las formas de *Zygopleura* descritas hasta la fecha supera en belleza a la que estamos considerando. Los nudos espiniformes que acompañan a cada una de sus cóstulas parecen tener cierta tendencia a encorvarse hacia atrás. El pequeño espacio que separa la corona de los nudos de la sutura contigua en cada anfracto, se presenta casi liso. Por la presencia de este espacio, además de otros caracteres, esta forma se distingue netamente de la anterior.

Número de ejemplares 1.

Zygopleura De Carlesi n. sp. (lám. I, fig. 11)

Diagnosis. — *Zygopleura* testa conica turriculata, subinflata; spira parum elongata; angulo apicali = circiter 30°, suturis ondulatis, impressis; anfractibus subruvolutis, depressis, transversim costatis; costulis fortibus, pustulosis, late retroplicatis, numero 8 in quovis anfractu; peristoma subrotundo.

Muy peculiar en esta forma es el aspecto de sus cóstulas muy fuertes y espesas que se parecen a pabellones de orejas humanas inclinados hacia atrás. Este tipo de ornamentación no se observa en ninguna de las *Zygopleuras* descritas hasta la fecha.

Número de ejemplares 1.

ZYGOPLEURA (?) sp. ind.

Entre otros ejemplares de *Zygopleura* que forman parte del material en examen y que por su mal estado de conservación no proporcionan suficientes datos para su estudio y determinación específica, hay uno en estado de fragmento compuesto de dos anfractos que presentan particularidades muy interesantes. Dichos anfractos algo deprimidos presentan una ornamentación en forma de un relieve cariniforme espiral que corre a lo largo del tercio exterior de los mismos y del cual sobresalen nueve nudos bien distintos formando una corona, detrás de estos nudos, hacia la sutura posterior, los anfractos son algo elevados casi con tendencia a formar relieves costiformes, a los que, en todo caso, no se le puede dar el nombre de verdaderas cóstulas.

Es una verdadera lástima no tener a disposición individuos completos de esta forma que presenta caracteres tan interesantes y de valor, y que es tal vez intermediaria entre *Zygopleuras* pr. d. y *Stephanocosmias*.

Los anfractos del ejemplar en cuestión, en su parte posterior, no son convexos sino cóncavos y bajan paulatinamente a las suturas contiguas poco profundas.

Número de ejemplares 1.

Zygopleura (Kittliconcha) Doelloi n. f. (lám. I, fig. 12)

Diagnosis. — *Zygopleura* (subgen. *Kittliconcha*, n.) testa imperforata, turriculata, conica, spira elongata, subulata; angulo apicali = circiter 7°, suturis impressis, obliquis; anfractibus late convexiusculis, nudato-costatis; costulis nudatis, postice retroarquatis, antice proarcuatis (reunione nonnullarum striarum crescimenti resultantibus); peristoma medio; labio exteriori antice extroflexo; columella callosa.

En su trabajo sobre los gastrópodos de San Cassiano, Kittl (1894, pág. 150) describe y figura (lám. IV, figs. 20-23, lám. VIII, fig. 5) cinco ejemplares de tal procedencia que no se asemejan mucho entre sí, atribuyéndolos a *Loxonema Walmstedti* Klipst. El primero y el segundo (lám. IV, figs. 20 y 21), por su ornamentación concrescente en forma de cóstulas rectas atenuadas *(evanescentes)* hacia atrás y más gruesas en la parte lateral anterior de los anfractos, presentan todas las características de formas pertenecientes al género *Zygopleura.* El tercer ejemplar (lám. IV, fig. 22), presentando, además de cóstulas, estrías espirales bien evidentes, deberá atribuirse al género *Katosira (K. Kittli,* n. f.). El cuarto ejemplar más bien se me ocurre esté relacionado con *Loxonema Haueri* (Laube) según ejemplares atribuídos a esta forma y figurados por el mismo Kittl (ob. cit., lám. IV, figs. 24-26).

Más interesante para nosotros es el último ejemplar figurado por Kittl (lám. VIII, fig. 5) y atribuído, como ya dije, *Loxonema (Zygopleura) Walmstedti* Klipst. De este ejemplar dijo el mismo Kittl, que presenta algunas « anomalías » con respecto a los demás atribuídos por él a la misma forma. Pero, mayores anomalías, o mejor dicho diferencias, le encuentro yo y son las siguientes: En primer lugar no presenta cóstulas rectas, claviformes, tan características en ciertas *Zygopleuras.* Sus cóstulas, por el contrario, son sigmoides; no cruzan, sino acompañan a las estrías de crecimiento; pueden más bien considerarse como una mayor acentuación en el desarrollo de las estrías de crecimiento a lo largo de las laderas de los anfractos. En segundo lugar, el ejemplar de referencia no presenta estrías espirales y la falta absoluta de este tipo de ornamentación acompañando a las cóstulas, permite excluir del todo su pertenencia al género *Katosira.* En cuanto a su apertura (peristoma), su notable altitud y la excepcional extroflexión del labio externo, en su parte anterior, son caracteres que en las verdaderas *Zygopleuras* no pueden considerarse como típicos. Por otro lado, aun en las formas de este género en que las cóstulas acompañan en su desarrollo a las estrías de crecimiento, se trata en todo caso de verdaderas cóstulas y como tales se observan también en los moldes interiores. Ahora bien, ya hicimos

observar que en el citado ejemplar figurado por Kittl (ob. cit., 1894, lám. VIII, fig. 5), las cóstulas no son otra cosa sino relieves formados por una mayor acentuación de algunas estrías de crecimiento.

Ya he podido observar que otras formas atribuídas al género *Zygopleura* presentan este carácter en su ornamentación y, por lo tanto, se apartarían de las formas típicas de este género constituyendo un grupo aparte. Por de pronto considero el mencionado ejemplar figurado por Kittl como una forma nueva y como tipo del grupo a que acabo de aludir. Propongo para este grupo la nueva denominación subgénero *Kittliconcha*. Como tipo de este nuevo subgénero designo el mencionado ejemplar figurado por Kittl (1894, ob. cit., pág. 150, ex p., lám. VIII, fig. 5) instituyendo para el mismo la nueva denominación: *Kittliconcha cassiana* n. sp.

Al nuevo subgénero *Kittliconcha* atribuyo un ejemplar de Carbajal que por todos sus caracteres resulta ser una forma típica de este grupo, diferenciándose de *Kittliconcha cassiana* (typ. subgén.) por la forma más alargada de su *galba,* con ángulo apical mucho menos abierto y la menor altura de su peristoma; además su ornamentación es menos acentuada siendo formada por falsas cóstulas que adquieren su mayor grosor hacia el tercio anterior de los anfractos.

Designo el ejemplar de Carbajal con la denominación: *Kittliconcha Doelloi* n. sp. Comparaciones entre esta forma y la *Kittliconcha cassiana* en lo que atañe a columella y labio interior del peristoma definitivo, por de pronto no se pueden hacer, pues, ni la figura ni la descripción dada por Kittl de la *Kittliconcha cassiana,* nos proporcionan datos al respecto.

Número de ejemplares 1.

Gen. **KATOSIRA** Koken (1892)

Diagnosis. — *Katosira* (fam. *Loxonematidae* Koken, 1892) testa imperforata, elongato, turriculata, polygyrata, cylindroconica; spira elongata, angulo apicali = circiter 15°; suturis parum impressis; anfractibus numerosis, late convexis, striato-costatis; costulis axialibus rectis vel late arcuatis, vario numero in quovis anfractu, lateribus anfractuum limitatis; striis spiralibus numerosis per latera et basem anfractuum decurrentibus; peristoma ovali; labro exteriore simplici, antice late extroflexo; columella excavata, levi, parum arcuata, marginata.

G. T. = *Chemnitzia periniana* d'Orb. *(Charmouthien* de Châlon S. Saône).

Gen. **Katosira Koken** (1892)

a) Formas típicas:

1. *Katosira zygopleuroides* Bonar.
2. — *zygopleuroides* var. *elatior* Bonar.
3. — *zygopleuroides* var. *intermedia* n.
4. — *communis* Bonar.
5. — *pseudovetusta* Bonar.
6. — *recticosta* Bonar.
7. — *carbajalensis* Bonar.
8. — *carbajalensis* var. *baculoides* Bonar.
9. — *carbajalensis* var. *ornatissima* Bonar.
10. — *carbajalensis* var. *alta* Bonar.
11. — *carbajalensis* var. *angulicosta* Bonar.
12. — (?) *dubia* Bonar.

b) Formas pupoides:

13. *Katosira rapidecrescens* Bonar.

c) Formas clathratas largas:

14. *Katosira clathrata* Bonar.

d) Formas clathratas cortas:

15. *Katosira conoidea* Bonar.
16. — *brachyspira* Bonar.
17. — *obliquiscosta* Bonar.

Hasta la fecha no ha sido observada por los autores que tuvieron ocasión de estudiar *Katosiras*, una característica bastante común en diferentes formas de este género; me refiero al hecho de que el desarrollo de la segunda mitad del último anfracto, un poco antes de llegar al peristoma definitivo, revela una tendencia a contraerse, resultando así, en definitiva, una deformación en el desarrollo final de la espira y, para dicho peristoma, un tamaño menor de lo que sería si el desarrollo de la espira fuera normal. Además, la ornamentación longitudinal y transversal, a lo largo del mencionado trecho, es algo diferente, menos regular y menos acentuada que en lo restante de la espira; así que, por lo general, es más fácil reconocer específicamente a los individuos formados por anfractos menores que no a los trozos o fragmentos resultantes del último anfracto, aunque provisto de peristoma en buen estado de conservación. Los mismos peristomas definitivos, en las diferentes formas, fuera de los caracteres loxonematoides que permiten la identificación genérica de los individuos, no presentan rasgos peculiares que puedan utilizarse para su determinación específica.

El género *Katosira* es el más común y mejor representado en la fauna de Carbajal. Además de las diferentes formas de este género de que pasaremos revista más abajo, figuran entre los materiales de que disponemos, ocho ejemplares en estado de conservación no suficiente para que nos atrevamos a proponer para ellos otras tantas denominaciones, aunque todos por uno u otro carácter se distinguen netamente de las formas ya identificadas.

Katosira zygopleuroides Bonar. (lám. I, fig. 13)

1921. *Katosira zygopleuroides* Bonarelli. *Tercera contrib.*, pág. 71, lám. IX, figs. 20 y 21.
1925. *Zygopleura (Katosira) zygopleuroides* Bonar., Cossmann (ex p.).

Diagnosis. — *Katosira* testa cylindro — conica; spira elongata, angulo apicali = circiter 7°; suturis valde impressis, latere taeniolatis; anfractibus convexis, spiraliter striatis, transversim nodoso-costatis; costulis axialibus (9) postice attenuatis, antice in tercio externo anfractuum nodosis; striis (6-7) posterioribus levibus, filiformibus, striis (3) anterioribus distantibus, fortibus, subcariniformibus, taeniolam suturalem formantibus.

Como lo ha notado Cossmann, lo que caracteriza esta forma es el aspecto claviforme nodigero de sus cóstulas axiales. Los nudos en que terminan anteriormente estas cóstulas ocupan el tercio exterior de los anfractos. Una de las estrías espirales que forman la ornamentación transcrescente de los anfractos pasa precisamente por la hilera de nudos. Exteriormente a la misma, hacia las suturas, dos surcos bastante netos separan las otras dos estrías de las tres grandes mencionadas en la diagnosis determinando la condición *taeniolata* de la sutura.

Número de ejemplares 21.

Katosira zygopleuroides Bonar., var. **elatior** Bonar. (lám. I, fig. 14)

1921. *Katosira zygopleuroides* var. *elatior* Bonarelli. *Tercera contrib.*, pág. 71, lám. IX, fig. 22.
1925. *Zygopleura (Katosira) zygopleuroides* Cossmann (ex p.).

Diagnosis. — *Katosira zygopleuroides* var. differt a typo forma elatiore spirae, majore numero (12) costularum in quovis anfractu, sectione anfractuum altiore, aspecto magis nodoso costularum.

Considero suficientes las diferencias apuntadas para considerar como una variedad de la *Katosira zygopleuroides* a los ejemplares que las presentan contrariamente a la opinión de Cossmann que no tuvo en cuenta,

al proponer la identificación de las dos formas, el diferente número de cóstulas que ellas presentan.

Número de ejemplares 11.

Katosira zygopleuroides Bonar. var. **intermedia** n. (lám. I, fig. 15)

1921. *Katosira zygopleuroides* var. n. Bonarelli. *Tercera contrib.*, pág. 71, lam. IX. fig. 23.

1925. *Zygopleura (Katosira) zygopleuroides* Cossmann (ex p.).

Diagnosis. — *Katosira zygopleuroides* var. *intermedia* differt a typo forma antice convexa, postice concava anfractuum, aspecto magis nodoso ac minore longitudine costularum.

En esta variedad los nudos de las cóstulas se levantan en la parte media de los anfractos. Las tres estrías fuertes que constituyen la ornamentación espiral de la parte anterior de los mismos anfractos pasan todas arriba de la hilera de los nudos.

Los anfractos en su parte posterior, antes de bajarse a las suturas, forman una pequeña saliente cariniforme, muy bien distinguible. En el último anfracto hacia la base, entre cada par de estrías fuertes se intercala otra estría filiforme, muy tenue. La abertura en esta variedad es más alta todavía que en la precedente.

Me he decidido a darle la denominación *intermedia* a esta variedad pues me parece compendiar caracteres comunes al grupo entero de las *Katosiras* de Carbajal y sobre todo tener muchas afinidades con otra forma, la *Katosira ornatissima* que describiré más adelante.

Número de ejemplares 3.

Katosira communis Bonar. (lám. I, fig. 16)

1921. *Katosira communis* Bonarelli. *Tercera contrib.*, pág. 71, lám. IX, figs. 24 y 25.

1925. *Zygopleura (Katosira) communis* Cossmann (ex p.).

Diagnosis. — *Katosira* testa subconica, turriculata; spira haud multum elongata, angulo apicali = circiter 15°; suturis impressis; anfractibus subcompressis, parum convexis, striato costatis; striis levibus; costulis crassis, subrectis, paene enodibus, vario numero (10-12) in quovis anfracta, apertura ovali.

Esta forma se distingue de las demás *Katosiras* carbajalenses por la mayor altura de la sección de sus anfractos. No llega a presentar el crecimiento rápido de la *K. rapidecrescens* Bonar. (véase más adelante), pero se distingue relativamente poco de ella.

Su ornamentación concrescente está formada por cóstulas que atraviesan los anfractos de una a otra sutura aumentando el grosor de cada cóstula en la parte media de los anfractos y disminuyendo paulatinamente hacia las suturas; las cóstulas mismas son casi rectas o poco inclinadas hacia adelante; las estrías son muy tenues sobre todo arriba de las cóstulas.

Cossmann propone la identificación de otras formas de Carbajal *rapidecrescens, conoidea, pseudovetusta, recticosta, brachyspira, obliquicosta,* descritas por mí, formando una sola « especie » con la *Katosira communis.*

Evidentemente Cossmann atribuyó a sus especies una mayor latitud de la que yo creo corresponda a mis « formas ». En todo caso, al describir cada una de las formas mencionadas expondré las razones que me inducen a considerarlas separadamente a pesar de la opinión contraria del malogrado malacólogo francés.

Número de ejemplares 16.

Katosira pseudovetusta Bonar. (lám. II, fig. 1)

1921. *Katosira pseudovetusta* Bonarelli. *Tercera contrib.,* pág. 71, lám. IX, figs. 28 y 29.
1925. *Zyyopleura (Katosira) communis* Cossmann (ex p.).

Diagnosis. — *Katosira* testa cylindroconica, spira elongata, suturis parum impressis, taeniolatis; anfractibus convexiusculis, striato-costatis; striis filiformibus; postice numerosis, antice rarioribus; costulis postice retroarcuatis, antice rectis, ante teniolam terminantibus, numerosis (16 in quovis anfractu); peristoma ovali, apertura alta.

El nombre mismo con que he denominado a esta forma alude a sus semejanzas con la *Katosira vetusta* var. *majus* (Hudlest.) (1) de la que sin embargo Cossmann (ob. cit.) no menciona la forma de Hudleston entre las que, según él, deberían incluirse en el género *Katosira,* sin embargo, su pertenencia a este género no me parece que dé lugar a dudas.

En cuanto a la identificación que Cossmann propone de mi *Katosira pseudovetusta* con la *Katosira communis,* no me parece aceptable. Se opone a ello la forma cilindrácea y no cónica de su *galba,* el número mucho mayor de sus cóstulas concrescentes, la menor convexidad de sus anfractos, la mayor acentuación de sus estrías espirales. Con estas diferencias he visto fundar « especies » que, sin discusión han recibido la

(1) Hudleston, *Jurass. Gastr. (Paleontogr.),* 1889, pág. 150, pl. VIII, fig. 6 *b* (*non.*, fig. 6 *a*).

sanción de los especialistas; con mayor razón espero se me considere en derecho de considerar a la *Katosira pseudovetusta* como una *forma* distinta de la *K. communis*.

Más aún, diré que también en caso de encontrarse en lo futuro *spécimens intermediaires* entre las dos formas, no por eso perderá valor la circunstancia de que yo tenga a la vista ejemplares típicos bastante numerosos de *Katosira communis* y otros tantos, no menos típicos, de *Katosira pseudovetusta*.

Número de ejemplares 20.

Katosira recticosta Bonar. (lám. II, fig. 2)

1921. *Katosira recticosta* Bonarelli. *Tercera contrib.*, pág. 71, lám. IX, figs. 30 y 31; lám. X, fig. 1.
1925. *Zygopleura (Katosira) communis* Cossman (ex p.).

Diagnosis. — *Katosira* testa cylindroconica, spira elongata; suturis obliquis, parum impressis; anfractibus minoribus fere planis, ultimo anfractu convexiusculo; superficie anfractuum spiraliter striata, transversim costata; costulis rectis usque ad suturas perrectis, numerosis (11-12 in quovis anfractu) saepe in fertis exteriore anfractuum late nodigeris vel postulatis; apertura alta.

Más que por el carácter de las cóstulas que son rectas y que pasan también sobre la *taeniola* que acompaña a las suturas — más que por la superficie casi plana de sus anfractos y sus suturas bastante oblicuas — esta forma se distingue de las dos precedentemente descritas *(K. communis* y *K. pseudovetusta)* por la presencia de verdaderos nudos, uno para cada cóstula, poco antes de llegar al borde de la *taeniola* sutural.

De los tres ejemplares atribuídos a esta forma y figurados en mi *Tercera contribución,* uno de ellos (fig. 30, lám. IX), presenta los nudos muy evidentes y las estrías espirales poco acentuadas; en otro ejemplar, por el contrario (fig. 31, lám. IX), las estrías espirales son bastante marcadas, pero sus nudos son poco elevados. Por fin, el tercer ejemplar (fig. I, lám. IX) parece carecer de *taeniola*. Las diferencias, del todo individuales, merecen sin embargo señalarse para mostrar que a cada una de nuestras *formas* le admitimos ciertos límites de variabilidad individual. Lo que no podemos aceptar es la identificación propuesta por Cossmann, de *Katosira recticosta* con *K. communis* y *K. pseudovetusta*. La diferencia de caracteres apuntada en las diagnosis que damos de cada una de estas formas, se repite en *todos* los ejemplares atribuídos a las mismas lo que autoriza su separación, por lo menos como *formas*.

Número de ejemplares 20.

Katosira carbajalensis Bonar. (lám. II, fig. 3)

1921. *Katosira carbajalensis* Bonarelli. *Tercera contrib.*, pág. 71, lám. IX, figs. 32, 33, 34 (sub. nom. *carvajalensis*, errore).

(?) 1921. *Rhabdoconcha* (?) *dubia* Bonarelli. *Tercera contrib.*, pág. 71 (ex p.). lám. X, fig. 21 (*non.* fig. 20).

1925. *Zygopleura (Katosira) carvajalensis* Cossmann (ex p.).

Diagnosis. — *Katosira* testa, polygirata, cylindroconica; spira elongata, angulo apicali = circiter 10°; suturis parum impressis, taeniolatis; anfractibus numerosis, convexiusculis, fere planis, striato-costatis; striis filiformibus; costulis numerosis (18-20 in quovis anfractu) late retroarcuatis; peristoma ovali, columella excavata, late marginata.

De los tres ejemplares atribuídos a esta forma y figurados en mi *Tercera contrib.*, uno de ellos (fig. 33) presenta el peristoma en parte conservado y es visible también el área columelar *marginata.*

Sobre el valor de esta forma no tendré que detenerme mayormente, en vista de haber sido admitida por Cossmann su completa independencia de las otras *Katosiras.* Pero el mismo Cossmann identifica con esta forma (incluyéndolas en una sola « especie ») otras *Katosiras* e *Hypsipleuras* carbajalenses *(baculoides, clathrata);* y, además: *Hypsipl. alta,* e *Hypsipl. angulicosta* lo que a mi no me parece posible por razones que en su lugar se detallarán. La *Katosira carbajalensis* es una de las formas más comunes entre las de que se compone la fauna de Carbajal y hemos podido constatar ciertos límites bastante anchos de variabilidad en los varios ejemplares que atribuímos a la misma. Las variaciones consisten en el número y relieve de las cóstulas y en la mayor o menor amplitud del ángulo apical.

Número de ejemplares 47.

Katosira carbajalensis Bonar., var. **baculoides** Bonar. (lám. II, fig. 4)

1921. *Katosira baculoides* Bonarelli. *Tercera contrib.*, pág. 71, lám. IX, fig. 35.

1925. *Zygopleura (Katosira) carvajalensis* Cossmann (ex p.).

Diagnosis. — *Katosira carbajalensis* var.; differt a typo majore anfractuum altitudine, forma galbae magis cylindroide, obliteratione notabile costularum, distantia majore striarum spiralium anteriorum.

Efectivamente, las diferencias que distinguen la *Katosira baculoides* de la *carbajalensis* son más de grado que de calidad y por esta consideración estoy dispuesto a considerar la primera como una variedad de la segunda sobre todo en vista de que de la *K. baculoides* no tengo sino pocos ejemplares mientras que la *K. carbajalensis* es una forma muy común en cuanto está representada en el material de que dispongo por varios ejemplares.

Sin embargo, es muy notable en dicho ejemplar la gran distancia que separa los dos filetes espirales que forman parte de la ornamentación transcrescente y que preceden la sutura en la parte anterior de los anfractos. Por este carácter el ejemplar en cuestión se distingue netamente de *todas* las demás *Katosiras* hasta ahora descritas.

Número de ejemplares 7.

Katosira carbajalensis Bonar., var. **ornatissima** n. (lám. II, fig. 5)

Diagnosis. — *Katosira carbajalensis* var. *ornatissima,* differt a typo forma convexiore anfractuum, majore impressione suturarum, majore evidentia ornamentationis, mayore calliositate columellae.

En esta nueva variedad de la *Katosira carbajalensis* me parece que se comprenden, por así decir, las características generales de las típicas *Katosiras* carbajalenses, aunque cada una en un grado particular, determinando así sus rasgos diagnósticos especiales.

Sus cóstulas transversales están limitadas a la parte posterior de los anfractos y en esto tenemos un carácter de la *Katosira zygopleuroides*, en la cual, sin embargo, el número de dichas cóstulas es mucho menor en cada anfracto. En la variedad *intermedia* de la misma *Katosira zygopleuroides* hemos observado que la parte posterior de los anfractos es algo excavada y que antes de llegar a las suturas contiguas forma una pequeña saliente cariniforme lo que también se observa en la variedad *ornatissima* de la *K. carbajalensis;* en ésta, sin embargo, dicho relieve cariniforme, en su encuentro con cada cóstula, forma un pequeño nudo, casi puntiagudo. Las suturas en esta variedad son bastante oblicuas, como en la *Katosira communis* Bonar., pero, en el conjunto de los demás caracteres, estas dos formas no tienen ningún parecido. Por el número de sus cóstulas, la variedad en cuestión se acerca a las *Katosiras pseudovetusta* y *recticosta,* pero difiere de ambas por la mayor acentuación de sus estrías espirales y además porque las mismas cóstulas, sobre todo en el último anfracto, están limitadas netamente a la parte posterior de los anfractos. En fin, una característica especial de esta variedad es su menor tamaño con respecto a las demás *Katosiras* carbajalenses. Efectivamente, el ejemplar reproducido en la lámina I, figura 21 del presente trabajo, y otro de la colección por mí examinada conserva el área columelar del peristoma definitivo, presentando, uno de ellos, una callosidad muy pronunciada. Otro carácter distintivo de esta variedad es la notable distancia que se intercala entre los ribetes espirales que preceden las suturas en las partes anteriores de los anfractos, formando lo que he llamado *taeniola* sutural.

Número de ejemplares 4.

Katosira carvajalensis Bonar., var. **alta** Bonar. (lám. II, fig. 6)

1921. *Hypsipleura* (?) *alta* Bonarelli. *Tercera contrib.*, pág. 71, lám. X, fig. 5.
1925. *Zygopleura (Katosira) carvajalensis* Cossmann (ex p.).

Diagnosis. — *Katosira carvajalensis* var. *alta*, differt a typo majore altitudine anfractuum, minore impressione suturarum, majore evidentia costularum.

En la opinión de que el género *Hypsipleura* derivara del género *Katosira* en un principio me pareció que esta forma presentara los caracteres proféticos del género *Hypsipleura* aun conservando muchos caracteres que demuestran su afinidad con formas típicas del género *Katosira;* pero, en vista de lo que escribe Cossmann con respecto a esta forma, no me queda sino acogerme a su opinión autorizada y considerar a la forma en cuestión como una variedad de mi *Katosira carbajalensis;* a pesar de las diferencias apuntadas (véase diagnosis) a las que habrá que añadir la condición muy plana de los anfractos.

El ejemplar típico de esta variedad, figurado en mi *Tercera contribución,* conserva en parte la columella del peristoma definitivo formando una callosidad muy amplia sobre la base del anfracto anterior. Además, en el mismo ejemplar se observa un carácter que me parece común a casi todos los ejemplares de *Katosiras* procedentes de Carbajal y que no veo mencionados en las diagnosis dadas por otros autores ya sea del género *Katosiras* como de las « especies » atribuídas al mismo. Se trata de la condición *coarctata* del último anfracto en los individuos adultos. El último tercio del anfracto, que termina en el peristoma definitivo con una involución más rápida que lo restante de la espira, tiende a formar un peristoma más estrecho de lo que resultaría si la involución fuera normal. La sutura del mismo anfracto se aleja un poco del segundo ribete que forma la ornamentación espiral de la base en el anfracto precedente para apoyarse paulatinamente en el tercer ribete.

Número de ejemplares 4.

Katosira carbajalensis Bonar., var. **angulicosta** Bonar. (lám. II, fig. 7)

1921. *Hypsipleura* (?) *angulicosta* Bonarelli. *Tercera contrib.*, pág. 71, lám. X, figs. 6 y 7.
1925. *Zygopleura (Katosira) carvajalensis* Cossmann (ex p.).

Diagnosis. — *Katosira carbajalensis* var. *angulicosta;* differt a typo majore anfractuum altitudine, forma retro-angulata costularum, conditione excavata anfractuum in tertio posteriore.

Consideraciones análogas a las que acabo de apuntar en la descripción de la variedad precedente me habían inducido a colocar también la

de que ahora me ocupo en el género *Hypsipleura*, aunque con punto interrogante. Las opiniones de Cossmann desechan mi interpretación sobre el valor de esta forma y, por lo tanto, modificaré su determinación considerándola ahora como una variedad de la *Katosira carbajalensis*.

Número de ejemplares 2.

Katosira (?) dubia Bonar. (lám. II, fig. 8)

1921. *Rhabdoconcha (?) dubia* Bonarelli. *Tercera contrib.*, pág. 71, lám. X, fig. 20 (fig. 21 ?).

Diagnosis. — *Katosira* (?) testa polygyrata cylindroconica; spira elongata suturis parum impressis; anfractibus late convexis, striatis, non costatis; striis numerosis; tertio posteriore anfractuum excavato.

Al colocar primeramente esta forma en el género *Rhabdoconcha* expresé mi reserva al respecto, pues en realidad a mi tampoco se me habían escapado ciertas diferencias entre la misma y las verdaderas *Rhabdoconcha*. La autoridad de la opinión de Cossmann sobre esta atribución genérica me indujo a realizar un nuevo examen minucioso y detenido de los tipos de esta forma a raíz de la cual he llegado a la conclusión que uno de esos tipos (ob. cit., lám. X, fig. 21), pertenece más probablemente a *Katosira carbajalensis* Bonar. = typ., pues, en algunos puntos mejor conservados de sus anfractos, se ven unas elevaciones transversales con aspecto de cóstulas aunque muy evanescentes.

En cuanto al otro ejemplar (ob. cit., lám. X, fig. 20) es evidente que no presenta absolutamente el menor indicio de cóstulas, a pesar de lo cual me he decidido a colocarlo en el género *Katosira* y se trataría probablemente de una forma adherrante o excepcional de este género, por la completa ausencia, en la misma, de una ornamentación transcrecente.

Número de ejemplares 2.

Katosira rapidecrescens Bonar. (lám. II, fig. 9)

1921. *Katosira rapidecrescens* Bonarelli. *Tercera contrib.*, pág. 71, lám. IX, fig. 26.

1921. *Zygopleura multicosta* Bonarelli. *Tercera contrib.*, pág. 71 (ex p.), lám. IX, fig. 13 *(non.*, fig. 12).

1925. *Zygopleura (Katosira) communis* Cossmann (ex p.).

Diagnosis. — *Katosira* testa, turriculata, conica; spira pupoide parum elongata, angulo apicali = circiter 25°, suturis parum impressis; anfractibus late planiusculis, costato-striatis, costulis numerosis, laevibus (18-20 in quovis anfractu); striis quoque levibus saepenumero obliteratis.

Esta es la única forma pupoide entre las *Katosiras* carbajalenses.

En mi *Tercera contribución* había figurado un ejemplar de Carbajal (lám. IX, fig. 13), atribuyéndolo a mi *Zygopleura multicosta;* pero un examen más minucioso y detenido del ejemplar en cuestión me ha convencido que se trata de una *Katosira* y más especialmente de mi *K. rapidecrescens.* El ejemplar a que aludo presenta las cóstulas transversales bien evidentes pero parece carecer, en los espacios intercostales, de los ribetes o estrías espirales sólo visibles con dificultad en algunos puntos aislados.

Número de ejemplares 4.

Katosira clathrata Bonar. (lám. II, fig. 10)

1921. *Katosira clathrata* Bonarelli. *Tercera contrib.*, pág. 71, lám. IX, figs. 36 y 37.
1925. *Zygopleura (Katosira) carvajalensis* Cossmann (ex p.).

Diagnosis. — *Katosira (gr. longiclathratae)* testa turriculata, cylindroconica; spira elongata, angulo apicali = circiter 10-15°; suturis minime impressis; anfractibus numerosis, planiusculis, striato-costatis; costulis rectis, late proversis, numerosis (plus minus 17 in quovis anfractu) de sutura ad suturam decurrentibus; peristoma ovale compresso.

Las *Katosiras clatharatas* de Carbajal dividen en común cierto número de caracteres que merecen señalarse. Eu primer lugar las estrías espirales son tan fuertes que pasan sobre las cóstulas sin atenuarse, de lo cual deriva la condición *clathrata* de su ornamentación. Las cóstulas son rectas algo proversas y con igual grosor atraviesan completamente los anfractos entre una y otra sutura sólo atenuándose, pero muy poco, en el área de la llamada *taeniola* sutural, cuando esté presente, pues en algunas formas subimbricadas la tal *taeniola* falta por completo.

En el grupo de las *Katosiras clathratas* distinguimos dos subdivisiones: *a)* largas; *b)* cortas, y en la primera subdivisión incluimos nuestra *Katosira clathrata.* Después de lo dicho, y comparando la diagnosis que damos de esta forma con la de *Katosira carbajalensis,* es de esperar que los estudiosos compartirán nuestra extrañeza al ver que Cossmann colocó *K. clathrata* en la lista de sinónimos de *Katosira carbajalensis.* Creo suficiente un simple examen de las figuras de los tipos correspondientes para convencerse de lo contrario y sobre todo que *K. carbajalensis* es una forma típica casi *exornata* mientras que *K. clathrata* es una forma con ornamentación bien evidente, tanto espiral (transcrecente) como transversal (concrecente).

Número de ejemplares 14.

Katosira conoidea Bonar. (lám. II, fig. 11)

1921. *Katosira conoidea* Bonarelli. *Tercera contrib.*, pág. 71, lám. IX, fig. 27, (subnom. *concoidea* errore).
1925. *Zygopleura (Katosira) communis* Cosmann (ex p.).

Diagnosis. — *Katosira (gr. clathratae)* testa turriculata, conica; spira parum elongata; angulo apicali = circiter 22°, suturis parum impressis, taeniolatis; taeniola striata; anfractibus depressis, late planiusculis, striato-costatis, clathratis; costulis (10-11 in quovis anfractu) rectis, parum proversis, fortibus, antice subnodosis.

Esta forma y las siguientes *(K. brachyspira* y *K. obliquicosta)* pertenecen al grupo de las *clathratas* cortas. Cossmann pone estas tres formas en sinonimia con *Katosira communis,* pero después de haber vuelto a examinar detenidamente los ejemplares típicos de todas esas formas no me ha sido posible acogerme a la opinión del malogrado sabio y sigo creyendo en la absoluta independencia de las mismas. *K. communis* pertenece, como ya dijimos, al grupo de las formas típicas. He figurado, de esta forma, dos ejemplares que me parecen presentar los caracteres extremos de variabilidad posibles en la misma. *Katosira conoidea* difiere de ella, por sus anfractos no altos sino deprimidos, no convexos sino casi planos, por sus cóstulas recto-proversas que conservan el mismo grosor en todo su largo, por su *taeniola* no ancha sino muy reducida y por otros caracteres de menor importancia. No me parece atrevido declarar que si todas las «formas» que Cossmann incluyó en la sinonimia de *Katosira communis* constituyeran verdaderamente una sola «especie», no me sería difícil, adoptando los mismos criterios, reducir a un décimo el número de las «especies» establecidas por ciertos malacólogos en otros grupos de moluscos fósiles.

Número de ejemplares 8.

Katosira brachyspira Bonar. (lám. II, fig. 12)

1921. *Katosira brachyspira* Bonarelli. *Tercera contrib.*, pág. 71, lám. X, fig. 2.
1925. *Zygopleura (Katosira) communis* Cossmann (ex p.).

Las diferencias más notables que distinguen esta forma de la anteriormente descrita son: la mayor profundidad de las suturas, la forma convexa de sus anfractos, la mayor abertura de su ángulo apical y el mayor número de cóstulas (una) en cada anfracto.

Se trata, como puede verse, de diferencias que son más de grado que de calidad, así que, en caso de quererse considerar a la *K. brachyspira* como una variedad de la *K. conoidea,* no podría por de pronto aducir

argumentos en contra de este temperamento; sin embargo, al mirar los originales típicos de ambas formas les encuentro algo especial a cada uno que una descripción, por más minuciosa que sea, no consigue poner en su justo relieve pero que hablan más bien en favor de la completa independencia.

Número de ejemplares 6.

Katosira obliquicosta Bonar. (lám. II, fig. 13)

1921. *Katosira obliquicosta* Bonarelli. *Tercera contrib.*, pág. 71, lám. X, figs. 3 y 4.

1925. *Zygopleura (Katosira) communis* Cossmann (ex p.).

Diagnosis. — *Katosira* a typo generis distinctissima, testa turriculata, conica, spira (brevi) subulata; angulo apicali = circiter 22-25°, suturis parum impressis, non taeniolatis; anfractibus depressis, planiusculis, subimbricatis, striato-costatis, clathratis; striis fortibus; costulis quoque fortibus rectis de sutura ad suturam decurrentibus, rectoproversis, vario numero (9-10) in quovis anfractu.

La forma cónica de su *galba,* la condición subimbricada y muy deprimida de sus anfractos, la falta de una *taeniola* a lo largo de sus suturas, la notable proversión de sus cóstulas rectas, representan otros tantos caracteres que distinguen esta forma de las demás *Katosiras* carbajalenses y hasta justificarían su colocación en algún subgénero aparte por tratarse de diferencias verdaderamente genéricas y del todo excepcionales en comparación con los caracteres dominantes en las formas típicas del género *Katosira.*

Sobre todo es de notar la condición netamente subimbricada de sus anfractos y la falta absoluta de la *taeniola* sutural.

No obstante todas esas diferencias le pareció a Cossmann que también esta forma pudiera colocarse en sinonimia de la *Katosira communis* Bonar. A mí, por el contrario, las diferencias existentes entre las dos y que saltan a la vista con sólo mirar las reproducciones fotográficas de los tipos correspondientes (véase mi *Tercera contrib.),* no solamente me inducen a pensar que no se trate de una sola « especie » sino que hasta genéricamente deberían separarse.

Número de ejemplares 2.

Gen. **ANOPTYCHIA** Koken (1892)

Diagnosis. — *Anoptychia* (fam. *Loxonematidae* Koken, 1892), testa imperforata, elongato-turriculata, polygyrata, conica; spira (mediocremente) elongata, angulo apicali = circiter 25-30°; suturis parum

impressis, quondam «ranurées»; anfractibus parum convexis, antice subimbricatis quondam carinatis; anfractibus minoribus spiraliter striatis transversim costulatis; costulis postice evanescentibus, antice prope suturas quondam nodigeris; anfractibus majoribus exornatis vel solum strias crescimenti, transversas mostrantibus, ultimo anfractu ornato striis crescimenti transversis prominentioribus; peristoma subrotundo vel trapezoide; columella laevi parum arquata, late callosa.

G. T. = *Turritella supraplecta* Münst. (Tyrolien de San Cassiano).

ANOPTYCHIA f. ind. (lám. II, fig. 14)

1921. *Anoptychia* f. ind. Bonarelli. *Tercera contrib.*, pág. 71, lám. X, fig. 9.

Posteriormente a la publicación de mi *Tercera contribución,* no he obtenido otros ejemplares de la fauna de Carbajal que tuvieran afinidades con los fósiles atribuidos por mí, dudosamente, en dicho trabajo, al género *Anoptychia;* así que todavía quedan las dudas sobre su determinación genérica y persisten las deficiencias de datos para su segura determinación específica.

Su atribución al género *Anoptychia* fué motivada por el hecho de que en los anfractos menores de la espira del ejemplar por mi figurado, aunque ésta se encuentra en muy mal estado, son visibles unas estrías que muy bien podrían ser cóstulas axiales, mientras que en sus anfractos mayores no se observa ningún indicio de ornamentación. Aunque estas condiciones caracterizen el género *Anoptychia* y justifiquen, hasta cierto punto, mi determinación genérica del fósil en cuestión, no me parece que pueda llegar a conclusiones concretas sobre la posición sistemática del mismo y creo que, para lograr algo satisfactorio en ese sentido, sería necesario tener a disposición otro material análogo de la misma procedencia.

Koken da la figura *(Die Leitfoss.,* 1896, pág. 106, fig. 88/9) de un gastropodo triásico *(Turritella reflexa,* Münst.) atribuyéndolo al género *Hypsipleura.* Sin embargo, se me ocurre que esta forma más bien pertenezca al género *Anoptychia.* De la misma opinión fué Kittl el que (1894 *Gastrop. S. Cassian,* pág. 156) colocó esta forma en sinonimia de *Anoptychia carinata* Münst. Pero a esta opinión no parece haberse acogido Koken, si consideramos que su trabajo arriba citado es posterior en dos años al de Kittl. Cossmann no tuvo ocasión de expresarse sobre este punto en sus *Essais.*

Número de ejemplares 5.

(El ejemplar de que doy la figura en el presente trabajo no ostenta

ornamentación visible en los anfractos menores de su espira, tal vez por hallarse en mal estado de conservación).

Gen. **HYPSIPLEURA** Koken (1892)

Diagnosis. — *Hypsipleura* (fam. *Loxonematidae* Koken, 1892), testa imperforata, elongato-turriculata, polygyrata, cylindracea; spira elongata, gradiniformi, angulo apicale = circiter 10-15°, suturis obliquis impressis fere, anfractibus compressis, convexiusculis, vel subplano-depressis, striato-costatis; costulis vario numero in quovis anfractu, postice tuberculatis prope suturas, in medio anfractuum, plerumque evanescentibus, antice vero (iterum apparentibus ac crescentibus); striis levibus, in medio anfractuum plerumque levioribus; ultimo anfractu alto, subangulato; peristoma compresso; labro exteriori simplici subrecto; columella retro-excavata, paulum callosa.

G. T. = *Hypsipl. cathedralis* Koken (Raiblien del Schlern).

Hypsipleura (?) binotata Bonar (lám. II, fig. 15)

1921. *Hypsipleura (?) binotata* Bonarelli. *Tercera contrib.*, pág. 71, lám. X, fig. 8.
1925. *Hypsipleura (?) binotata* Cossmann.

Diagnosis. — *Hypsipleura* (?) testa turriculata, cilindracea; spira elongata; angulo apicale = circiter 15°; suturis obliquis, impressis (casi gradiniformes), anfractibus planiusculis, costatis, non spriraliter striatis; costulis 14-15 in quovis anfractu, rectis, postice et antice tuberculatis, in medio anfractuum attenuatis; peristoma alto, columella non callosa.

Con la inclusión hecha por Cossmann *(Ess. de pal.,* VIII, 1909, págs. 32-34), de la *Melania nodosa* Münst. en el género *Hypsipleura,* este último vendría a presentar límites de variabilidad bastante extensos considerando las diferentes formas que en el mismo tendrían cabida. Kittl figura dos ejemplares de San Cassiano (1896, lám. VI, figs. 35 y 36), siendo la figura 35 una reproducción del tipo de la «especie» de Münster. El original de la otra figura (36) difiere de tal manera del tipo por la mayor involución de la espira, que los nudos anteriores de cada anfracto están cubiertos por el anfracto sucesivo. A tal diferencia hay que agregar una forma más cónica de la *galba* y el valor del ángulo apical mucho más agudo. En ambos ejemplares, sin embargo, la ornamentacion de los anfractos se componen únicamente de costulas radiales nodosas.

El ejemplar de Carbajal que he figurado en mi *Tercera contribución* y que considero como tipo de la n. f. *Hypsipleura binotata* tiene mucho parecido con la típica *Hypsipleura* (?) *nodosa* (Münst), difiere de la misma por ser de mayor altura y compresión de los anfractos y por la forma más esbelta de su espira con ángulo apical mucho más agudo. La falta del callo columelar en el ejemplar mencionado, podría invocarse como otra diferencia con la forma de Münster, pero podría explicarse también admitiendo que su peristoma no sea definitivo.

La colocación genérica de mi *Hypsipleura* (?) *binotata* está supeditada a lo que se resuelva con respecto a la *Melania nodosa* Münst.

Siguiendo a Cossmann, colocaremos dudosamente ambas formas en el género *Hypsipleura;* pero lo cierto es que por la falta de una ornamentación espiral en forma de estrías y la presencia de nudos en las extremidades anteriores de cada costula, sin contar otras diferencias notables, estas dos formas se alejan mucho de las típicas *Hypsipleuras* y tal vez sería el caso de establecer para ellas un nuevo nombre genérico: lo que nosotros no podemos hacer por falta de material suficiente.

Hypsipleura (?) Brackebuschi n. f. (lám. II, fig. 16)

Diagnosis. — *Hypsipleura* testa turriculata, cylindroconica; spira elongata, subulata; angulo apicale = circiter 27°; suturis parum obliquis (gradiniformibus); anfractibus subinvolutis, in medio excavatis; anfractibus majoribus; spiraliter ac transversim striatis, striis spiralibus postice attenuatis, numerosis, antice rarioribus; striis radialibus postice, bene visibilibus, antice evanescentibus; anfractibus minoribus transversim costatis; costis rectis.

En su trabajo sobre los *Gastropodos* de San Cassiano (1894, *ob. cit.)*, Kittl da la figura y descripción (pág. 221, lám. VIII, fig. 30) de un ejemplar único que considera como tipo de una «forma» nueva que denomina *Hypsipleura semiornata*. Si no se diferenciara este ejemplar de Kittl del que yo he encontrado entre los fósiles de Carbajal por su tamaño muy distinto, y si esta diferencia no impidiera considerarlos como pertenecientes a la misma «forma», los demás caracteres del fósil de Carbajal me hubieran inducido a identificarlo con el de Kittl, aunque existe otra diferencia que debo señalar el menor de los cuatro anfractos del ejemplar fragmentario de Carbajal posee cóstulas rectas bien evidentes, mientras que el tipo de la *Hypsopleura semiornata* Kittl presenta la misma ornamentación que los anfractos mayores del ejemplar de Carbajal, a pesar de que su tamaño es mucho menor y a pesar de que pertenece por lo tanto a una parte de la espira mucho más cercana al apex.

Si se tiene en cuenta la descripción del original dada por el mismo

autor, la figura de Kittl no daría con evidencia el carácter de la involución de los anfractos y aspecto gradiniforme de las suturas.

Tengo por lo tanto que establecer una nueva denominación para el único y mal conservado ejemplar de Carbajal, que atribuyo a esta nueva forma.

Número de ejemplares 1.

Gen. **STEPHANOCOSMIA** Cossm. (1895)

Diagnosis. — *Stephanocosmia* (fam. *Loxonematidae* Koken, 1892); testa imperforata, elongato — turriculata, polygyrata, cylindroconica; spira elongata, angulo apicali = circiter 12-15°; suturis impressis; anfractibus plerumque depressis, convexis, in medio subangulatis, fere carinatis, nodoso-margaritatis; nodis vario numero in quovis anfractu; ultimo anfractu plerumque exornato, base depressa, parum convexa; peristoma rotundo, antice extroflexo, postice subangulato.

G. T. = *Coronaria coronata* Koken (Juvavien del Schlern).

Stephanocosmia disputabilis Bonar. (lám. III, fig. 1)

1921. *Stephanocosmia disputabilis* Bonarelli, *Tercera contrib.*, pág. 71, lám. X, figs. 10-11.
1925. *Stephanocosmia disputabilis* Cossmann (ex p.).

Diagnosis. — *Stephanocosmia* testa turriculata, cylindro-conica; spira elongata, angulo apicale = circiter 15°; suturis impressis; anfractibus convexis, in medio subangulatis, fere carinatis, nodoso-margaritatis; nodis 18-20 in quovis anfractu, subcostulatis.

Cossmann escribe que los ejemplares de Carbajal repartidos por mí entre cuatro «especies» de *Stephanocosmia* deben más bien atribuirse a una sola «forma». Ahora bien, como yo nunca he hablado de «especies», en Paleontología, desde el primer día que me dediqué al estudio de fósiles (ya van 33 años), me parece más bien el caso de corregir la afirmación de Cossmann en el sentido de que las cuatro «formas» de *Stephanocosmia,* entre las cuales he repartido unos cuantos gastropodos de Carbajal, deberían considerarse como formando parte de una sola «especie» en el sentido de Cossmann. No tendría inconveniente en eso si pudiera llegar a tener una idea clara de lo que sean ciertas «especies» en Paleontología. He aquí un problema superior a mis fuerzas y al que, por lo tanto, nunca me he dedicado.

Por de pronto, queda el hecho, comprobado por Cossmann, que mis

Stephanocosmias carbajalenses no tienen parecido con las formas congéneres de Europa que ya se conocen. Efectivamente, estas últimas presentan, por lo general, los anfractos muy deprimidos. La *Stephanocosmia disputabilis* entre las formas por mí descritas en la *Tercera contrib.* presenta por el contrario los anfractos bastante altos, tal vez más altos que en las demás formas de la misma procedencia.

Número de ejemplares 5.

Stephanocosmia frequens Bonar. (lám. III, fig. 2)

1921. *Stephanocosmia frequens* Bonarelli, *Tercera contrib.*, p. 71, lám. X, fig. 12 (sub nom. *tyrsoecina* errore). figs. 14-15, non fig. 13 (= *Stephanoc. tyrsoecina*).
1925. *Stephanocosmia disputabilis* Cossmann (ex p.).

Diagnosis. — *Stephanocosmia frequens* differt a *Stephanocosmia disputabile* minore altitudine anfractuum, numero majore majoreque longitudine costularum in medio anfractuum, minore obliquitate suturarum.

Tengo que corregir un error de que adolece mi *Tercera contrib.*, que en la página 71, lámina X se da como tipo de mi *Stephanocosmia tyrsoecani* al original de la figura 12 de dicha lámina. Por el contrario, esta figura representa un ejemplar típico de *Stephanocosmia frequens* y el tipo de la *Stephanocosmia tyrsoecina* es el original de la figura 13.

Las diferencias apuntadas en la diagnosis me parecen suficientes para considerar mi *Steph. frequens* como distinta de la *disputabilis*. Había que agregar otra diferencia de no menor importancia; ella consiste en que en los anfractos menores de la primera, las cóstulas que acompañan los nudos son más alargadas en el sentido transversal de los anfractos y más rectas. Es en el último anfracto donde se presentan netamente *retroarcuatas*.

Número de ejemplares 6.

Stephanocosmia micracantha Bonar. (lám. III, figs. 3-4)

1921. *Stephanocosmia micracantha* Bonarelli, *Tercera contrib.*, p. 71, lám. X, fig. 16.
1925. *Stephanocosmia disputabilis* Cossmann (ex p.).

Diagnosis. — *Stephanocosmia micracantha* differt *Stephanocosmia disputabile* frecuente numero multum majore costularum in quovis anfractu, minore altitudine anfractuum minoreque obliquitate suturarum.

Por la menor oblicuidad de sus suturas y la menor altura de sus anfractos esta forma presenta entre las *Stephanocosmias* de Carbajal el ma-

yor parecido con las formas congéneres de Europa hasta ahora conocidas. Por el gran número de sus cóstulas (más o menos 34) en cada anfracto es imposible confundirla, ya sea con las otras de Carbajal como también con las de Europa. En cada cóstula se presentan, en las partes mejor conservadas del original, otras tantas perlitas muy chicas.

Ejemplar número 3.

Stephanocosmia tyrsoecina Bonar. (lám. III, fig. 5)

1921. *Stephanocosmia tyrsoecina* Bonarelli, *Tercera contrib.*, p. 71, lám. X, fig. 13 (sub nom. *frecuens* errore), non fig. 12 (= *Stephanoc. freruens*).
1925. *Tyrsoecus andinus* Cossmann (ex p.).

Diagnosis. — *Stephanocosmia* tyrsoeciformis, testa elongata, turriculata, cylindroconica; spira elongata, suturis impressis; anfractibus compressis, altis, angulato-convexis, costato-margaritatis antice S-striatis; costulis retroarcuatis, in medio anfractuum margaritatis, numero 17 in quovis anfractu.

Por la presencia de dos estrías espirales en la parte anterior de los anfractos y a lo largo del límite de la base, esta forma parece acercarse a la condición requerida para más bien considerarla como perteneciente al género *Tyrsoecus*. Pero, los verdaderos *Tyrsoecus* presentan generalmente los anfractos muy deprimidos y una *galba* corta, cónica y no cilindrácea; además, que en los verdaderos *Tyrsoecus* la ornamentación espiral se observa a menudo también en los costados de los anfractos.

Las dos estrías mencionadas en la diagnosis son bien visibles en la figura (13, lám. X) de mi *Tercera contrib.*, que es la del tipo de esta forma.

La sutura en este ejemplar es menos oblicua que en las formas siguientes del género *Tyrsoecus* y en las *Stephanocosmias* que acabo de describir. De todas estas formas, ninguna presenta los anfractos tan altos y comprimidos como *Stephanoc. tyrsoecina*.

Número de ejemplares 5.

Gen. **TYRSOECUS** Kittl. (1892)

Diagnosis. — *Tyrsoecus* (fam. *Loxonematidae* Koken, 1892) differt a genere. *Stephanocosmia* anfractibus spiraliter striatis nodisque a costulis substitutis; costulis subrectis in medio anfractuum subnodosis.

G. T. = *Turritella compressa* Münst. (Tyrolien de San Cassiano).

Tyrsoecus andinus Bonar. (lám. I, fig. 6)

1921. *Tyrsoecus andinus* Bonarelli. *Tercera contrib.*, pág. 71, lám, X, fig. 17.
1925. *Tyrsoecus andinus* Cossmann (ex p.).

Diagnosis. — *Tyrsoecus* testa turriculata, conica; spira parum elongata, angulo apicali = circiter 20° suturis impressis; anfractibus angulato-convexis, in medio subangulatis, costato margaritatis; costulis margaritatis subrectis, numero 14-15 in quovis anfractu.

El ejemplar típico, sobre el cual he fundado esta nueva forma, se halla verdaderamente en muy mal estado. Tengo, por suerte, otros ejemplares de la misma forma que me permiten guardar mi convicción en cuanto a su independencia absoluta con respecto a los demás *Tyrsoecus* hasta ahora descritos. Pienso publicar una revisión monográfica de los géneros *Stephanocosmia, Tyrsoecus* y *Goniospira* y en tal circunstancia volveré a ocuparme de la forma en cuestión.

Cossmann propone colocar en una sola especie tres formas de Carbajal descritas por mí (ob. cit.), es decir, *Tyrsoecus andinus, moniliformis* y *perarmatus*. En los párrafos a continuación expondré las razones que no me permiten acceder a la opinión del sabio paleontólogo francés.

Por de pronto, dejaré constancia de que *Tyrsoecus andinus*, de las tres formas, es la que presenta una ornamentación menos vistosa formando una corona que ocupa más bien el tercio exterior que la línea mediana de los anfractos.

Número de ejemplares 4.

Tyrsoecus moniliformis Bonar. (lámina II, fig. 7)

1921. *Tyrsoecus moniliformis* Bonarelli. *Tercera contrib.*, pág. 71, lám. X, fig. 18.
1925. *Tyrsoecus andinus* Cossmann (ex p.).

Diagnosis. — *Tyrsoecus moniliformis*, differt a *Tyrsoec. andino* numero minore ac majore margaritarum, oram prosilientem formantium, majoreque altitudine anfractuum, minore suturarum impressione.

La corona de perlas en esta forma ocupa la línea mediana de los anfractos; la superficie de los anfractos, en su parte posterior, entre la hilera de perlas y la sutura, es más bien *late concava* que *convexa*. Las suturas no son tan profundas. Las perlas son muy salientes y forman una hilera que les confiere a los anfractos, en su parte mediana, un aspecto cariniforme.

Con cierta duda coloco esta forma en el género *Tyrsoecus* guiado por la presencia de unas estrías en ciertos puntos de la superficie de sus anfractos que me parecieron poderse identificar con la ornamentación es-

piral característica de este género y lamento no tener sino un solo ejemplar de la misma para poder resolver si se trata verdaderamente de un *Tyrsoecus* o no tiene más bien cabida en el género *Stephanocosmia.*

Número de ejemplares 1.

Tyrsoecus perarmatus Bonar. (lám. III, fig. 8)

1921. *Tyrsoecus perarmatus* Bonarelli. *Tercera contrib.,* pág. 71, lám. X, fig. 19.
1925. *Tyrsoecus andinus* Cossmann (ex p.).

Diagnosis. — *Tyrsoecus* testa turriculata, conica; spira aliquantulum elongata, angulo apicali = circiter 15°, suturis impressis; anfractibus subdepressis, angulato-convexis, margaritato-costatis; costulis numerosis (= 18 circ. in quovis anfractu), subrectis in medio anfractuum nodigeris.

La presencia evidente de unas estrías espirales en ciertas partes mejor conservadas del ejemplar típico de esta forma, no dejan lugar a dudas en cuanto a su colocación genérica. Las diferencias que la misma presenta con el *Tyrsoecus andinus* también pueden considerarse suficientes para tener separadas las dos formas. En *Tyrsoecus andinus* la espira es más cónica, los anfractos menos convexos, las suturas menos profundas, la ornamentación menos evidente, la corona de perlas más desplazada hacia la parte anterior de los anfractos.

Número de ejemplares 1.

DOELLOCOSMIA

Diagnosis. — *Doellocosmia* n. g. (fam. *Laxonematidae)* testa imperforata elongato turriculata, polygyrata, cylindroconica; spira elongata, angulo apicali = circiter 10°; suturis parum impressis; anfractibus numerosis, subplanis, antice angulatis; taeniolam praesuturalem formantibus, late spiraliter striatis; sectione anfractuum subrotunda; peristoma ?...

G. T. = *Doellocosmia Doelloi* n. f.

Doellocosmia Doelloi n. g. n. f. (lám. III, fig. 9)

1921. *Rhabdoconcha subcontracta* (Kittl.) Bonarelli. *Tercera contrib.,* pág. 71, lám. X, fig. 22.
1925. *Climacina* (?) *subcontracta* Cossmann.

En mi *Tercera contribucción,* he atribuído esta forma al género *Rhabdoconcha.* En realidad, hacía esto muy dubitativamente, pues con toda

evidencia la forma en cuestión presenta caracteres que serían aberrantes, más bien que típicos, del género mencionado, sobre todo en lo que atañe a la ornamentación. En las verdaderas *Rhabdoconchas* ella es muy diferente, y la presencia del ángulo anterior, cariniforme hacia la base, excluye, de por sí, a toda forma que lo presente, de la familia *Pseudomelanidae* a la que Cossmann refiere el género *Rhabdoconcha*.

Por otro lado, no me pareció aceptable la colocación de dicha forma en el género *Spirostylus*. Kittl atribuyó a tal género no sólo su *Spirostylus contractus* de Seelandalpe, como también el *Sp. subcontractus* de Marmolata y en cuanto a tal atribución estuvo de acuerdo el mismo Cossmann según puede verse en sus *Essais (VIII*^{me} *livraison*, 1909, pág. 74), pero tampoco esta determinación genérica me parece aceptable. La primera de las dos formas de Kittl arriba mencionadas, presenta una ornamentación en forma de estrías espirales más o menos evidentes. Asimismo, nuestro ejemplar de Carbajal muestra una igual ornamentación no menos evidente; además, los anfractos forman anteriormente un ángulo cariniforme que delimita netamente la periferia de la base, lo que no se observa absolutamente ni en las formas típicas, del todo exornadas, del género *Spirostylus* Kittl *(S. subcolumnaris* Münst., *acus* Kittl, etc.), ni en las de los otros géneros de la misma familia *(Spirostylinidae)* salvo en *Euthystylus* Cossmann.

La posibilidad de que las formas siguientes:

Spirostylus Beneckei Kittl;
— *contractus* Kittl;
— *subcontractus* Kittl;
Doellocosmia Doelloi n. f.

pertenezcan al género *Euthystylus* Cossm., debe desecharse de antemano en vista de que las formas mencionadas no presentan una verdadera ornamentación concrescente que atraviesa las estrías espirales y predomina, por así decir, sobre estas últimas.

Tampoco me parece aceptable la colocación provisoria que adopta Cossmann para mi forma de Carbajal en el género *Climacina*, porque la involución gradiniforme de los anfractos no es una dfl las menores características de este género. Por otro lado, no me atrevo a sacrificar el único ejemplar que poseo de esta forma, cortándolo en el sentido longitudinal para examinar los pormenores de su involución a lo largo del eje columelar.

Lo más probable, según el mismo Cossmann, es que se trate de un género nuevo; he propuesto, por lo tanto, para el mismo la nueva denominación *Doellocosmia* con la diagnosis provisoria, de su género-tipo *(Doellocosmia Doelloi* n. f.). Otra forma que tiene cabida en este nuevo género es *Spirostylus contractus* Kittl que se distingue de mi forma de

Carbajal por sus anfractos un poco más deprimidos y las estrías espirales más acentuadas a lo largo de su *taeniola* sutural.

Número de ejemplares 1.

Gen. **OONIA** Gemm., **OONIA ?** f. f. ind.

1921. *Oonia* f. ind. Bonarelli. *Tercera contrib.*, pág. 72, lám. X, figs. 31 y 32.
1925. *Oonia* f. ind. Cossmann.

Aceptaré sin discusión, hasta tener más material que pueda permitirme alguna opinión definitiva al respecto, lo que Cossmann escribe con respecto a dos ejemplares de Carbajal referidos por mí (ob. cit.) al género *Oonia*. Pudiendo disponer de otro material, hasta podría sacrificar uno de los ejemplares por mi figurados para tener detalles sobre la sección de sus anfractos.

Gen. **PROTOFUSUS** Bonar.

Diagnosis. — *Protofusus* (fam. *Procerithidae* gr. *Metacerithinae)* testa minuta fusiforme biconica turriculata; spira brevi, angulo apicali = circiter 20-30°; suturis gradatis; anfractibus subinvolutis spiraliter striatis, transversim costatis, costulis subrectis, striis numerosis ; peristoma elevato, subovale, oblongo; canale brevissimo [labio exteriore late sinuoso]; ultimo anfracto ceteris spirae aequante.

G. T. = *Protofusus andinus* Bonar. (Formación petrolífera de Salta).

Hasta cierto punto debo consentir con el malogrado paleontólogo Cossmann (ob. cit., pág. 208) en que la denominación genérica adoptada por mí para este género es poco feliz, pues podría parecer que al llamarlo *Protofusus,* hubiera sido mi intención atribuirle a este grupo el valor de un grupo ancestral de los *Fusidae*, lo que, por lo menos, no me resultaría tan fácil demostrar.

Diré de paso que en un primer momento había pensado en llamarlo *Pseudofusus;* pero, la duda de que esta denominación ya hubiese sido empleada para otro grupo, me hizo propender hacia la denominación definitivamente adoptada con la cual quise dar a entender que vivieron formas parecidas a *Fusus* en un período geológico, durante el cual los verdaderos *Fusidae* no habían aparecido todavía.

En cuanto a la colocación que hace Cossmann de mi nuevo género *Protofusus* en el grupo de *Paracerithium (Paracerithinae)* no puedo aceptarla. El carácter distintivo de los *Paracerithinae,* según el mismo Cossmman (1906, *Essais,* VII^me^ livr., pág. 22), es el siguiente : « *Bec basal, non saillant sur le contour* [*du péristome*]; *labre sinueux* ». Por el contra-

rio, entre las formas, que atribuyo a mi nuevo género, se presentan los caracteres siguientes: « *Bec subcanaliculé, saillant sur le contour; labre très sinueux* » que son característicos (Cossmann, ob. cit., pág. cit.), de los *Metacerithinae*. Tendríamos entonces que el género *Protofusus,* entre los que forman parte del grupo *Metacerithinae* (Cossm.), es uno de los más antiguos.

Protofusus carbajalensis Bonar. (lám. III, fig. 10)

1921. *Brachycerithium carbajalensis* Bonarelli, *Tercera contrib.*, pág. 73, lám. XI, fig. 28.
1925. *Paracerithium (Protofusus) saltense* Cossmann (ex p.).

Diagnosis. — *Protofusus* testa parva, fusiforme, subtumida, biconica: spira subinvoluta; angulo apicales = circiter 32°; suturis gradatis; anfractibus striato-costatis; costulis numero sex in quovis anfracto subrectis, striis numerosis evanescentibus..

El hecho de que las cóstulas de cada anfracto se encuentran a lo largo de las suturas con las de los aufractos contiguos, le confiere a la espira del tipo de esta forma, el aspecto de una pirámide con base hexagona que en la figura citada (ver sinonimia.) no es bien visible; la ornamentación espiral del mismo individuo es muy poco acentuada, la apertura bastante comprimida e inclinada con respecto al eje mediano de la espira; la forma sinuosa del labio se concreta anteriormente, en una encorvadura canaliforme. Las cóstulas de los anfractos tienen aspecto calloso y llegan hasta las suturas, de las que sobresalen hacia los anfractos anteriores.

En mi *Tercera contrib.* he atribuído esta forma a mi nuevo género *Brachycerithium*. Más bien, podría decirse que la misma presenta caracteres intermediarios entre las formas típicas de los géneros *Protofusus* y *Brachycerithium*. En todo caso, creo conveniente acojerme a la opinión del malogrado paleontólogo francés (Cossmann, *ob. cit.),* incluyendo esta forma en mi nuevo género *Protofusus,* aunque por su forma gruesa, subtumida, y su escotadura basal poco pronunciada se acerca más a las formas típicas del otro género. Lo que sí, el carácter *pincé* de sus cóstulas y la sección muy estrecha de su peristoma le confieren mayor parecido con los verdaderos *Protofusus*.

Lo que no puedo aceptar de ningún modo es la identificación que propone Cossmann de esta forma con los otros *Protofusus* de Carbajal *saltensis, andinus, convexigyrus)* figurados por mí en mi *Tercera contrib.* Se trata de cuatro formas bien distintas una de otra, como en seguida trataré de demostrar.

Protofusus saltensis Bonar. (lám. III, fig. 11)

1921. *Protofusus saltensis* Bonarelli, *Tercera contrib.*, pág. 73, lám. XI, figs. 29 y 30.
1925. *Paracerithium (Protofusus) saltense* Cossmann (ex p.).

Diagnosis. — *Protofusus* testa parva fusiforme, biconica, turriculata; spira breve, angulo apicale = circiter 20-25°; suturis gradatis, parum impressis; anfractibus fere planis, spiraliter striatis, transversim costatis; striis laevibus, costulis parum elevatis, subrectis n° 7-8 in quovis anfractu; peristoma alto compresso, antice fere caniculato.

Esta forma se distingue de la precedente por su *galba* mucho más esbelta, su ángulo apical mucho más estrecho, su peristoma más elevado, formando anteriormente una verdadera «nariz» que acompaña una escotadura que no es un canal, propiamente dicho, pero que mucho se le asemeja. Tiene, además, un mayor número de cóstulas en cada anfracto y estas cóstulas presentan más bien el carácter de pliegues angulosos de los anfractos y son poco elevadas, no callosas como en el *Protofusus carbajalensis*. En cuanto a la ornamentación espiral debe decirse que es muy atenuada sobre todo a lo largo de la base visible (del último anfracto) y sobre los relieves de las cóstulas.

Número de ejemplares 2.

Protofusus andinus Bonar. (lám. III, fig. 19)

1921. *Protofusus andinus* Bonarelli, *Tercera contrib.*, pág. 73, lám. XI, figs. 31 y 32.
1925. *Paracerithium (Protofusus) saltense* Cossmann (ex p.).

Diagnosis. — *Protofusus* testa parva, fusiforme, biconica, turriculata; espira breve, angulo apicali = circiter 20°; suturis gradatis, impressis; anfractibus laete convexis spiraliter striatis, transversim costatis; striis distinctis, costulis numerosis (11 in quovis anfractu), subrectis, acutis; peristoma valde compresso, alto subcanaliculato...

Esta forma se distingue de las precedentes por su galba todavía más esbelta, sus anfractos convexos, la ornamentación espiral acentuada también a lo largo de la base (del último anfracto); la forma mucho más estrecha y elevada de su peristoma, con canaleta anterior bastante larga y, por fin, por el número mayor de sus cóstulas.

Número de ejemplares 1.

Protofusus convexigyrus Bonar. (lám. III, fig. 13)

1921. *Protofusus convexigyrus* Bonarelli, *Tercera contrib.*, pág. 73, lám. XI, figs. 33-34.
1925. *Paracerithium (Protofusus) saltense* Cossmann (ex p.).

Diagnosis. — *Protofusus* testa parva, fusiforme, biconica, turriculat; spira breve, angulo apicali = circiter 20°; suturis impressis; anfractibus convexis, spiraliter striatis, transversim costatis, striis fortibus, costulis varicosis, numero 9 in quovis anfractu; peristoma ovale, antice subcanaliculato; columella callosa.

La forma de su *galba* es esbelta, pero la de sus anfractos ventruda; la forma poco comprimida, casi ovalada, de su peristoma, distinguen netamente *Protofusus convexigyrus* de las demás formas del mismo género, arriba descritas, siendo ella de todas la más fusiforme, es decir, la que más analogías tiene con las *Fusidae* verdaderas; pero siempre se trata, indudablemente, de simples analogías, no habiendo por lo tanto lugar a dudas en cuanto a su pertenencia al género *Protofusus*.

Número de ejemplares 1.

NATICOPSIS Mac Coy

Naticopsis andina Bonar. (lám. III, fig. 14)

1921. *Amauropsis andina* Bonarelli, *Tercera contrib.*, pág. 73, lám. XI, figs. 35 y 36.
1925. *Naticopsis (Fedaiella?) andina* Cossmann.

Diagnosis. — *Naticopsis* testa tumida, naticiforme; spira involuta, valde prominente, columella valde excavata, callo ac dentibus dotata.

De la gran obra de Cossmann sobre los gastropodos *(Essais,* etc.) conozco solamente las primeras 12 entregas; no sé tampoco si la 13ª, a la que alude en su publicación especial sobre mis fósiles de la « formación petrolífera » (véase sinon.), ha salido ya de la imprenta; tanto menos hubiera podido aprovecharla durante el estudio de los fósiles mencionados y antes que se publicara el trabajo correspondiente. En todo caso, me acogeré, sin discutir, a la nueva clasificación genérica propuesta por el mismo Cossmann para mi *Amauropsis andina*.

Durante el estudio del único ejemplar atribuído por mí a esta forma, ensayé comparaciones con formas triásicas descritas por Böhm, por Kittl, etc., etc.; pero con ausencia completa de un revestimiento calloso y sobre todo de dientes sobre el borde columelar de su peristoma, me disuadieron desde un principio de considerar la posibilidad de que pudiera atri-

buirse a *Naticopsis* y sobre todo a *Fedaiella ;* más bien me había parecido que tal vez perteneciera al grupo de la entonces llamada *Amauropsis macra* J. Böhm (1).

La falta de buen material de comparación no me permite, por el momento, considerar más detenidamente la colocación genérica de esta forma.

SEGUNDA PARTE

Fósiles de Maimará

Frente a la estación Maimará (F. C. C. N. A., ramal a La Quiaca) sobre la orilla izquierda del río Grande de Humahuaca, en la quebrada homónima (prov. de Jujuy), afloran por largos trechos las capas calcáreo-dolomíticas de la llamada « formación petrolífera del norte » en pequeñas quebradas al pie de la serranía de Zenta.

En una de dichas quebradas, y entre los demás tipos litológicos de que se compone la formación aludida se nota un banco de calcáreo finamente oolítico de color blanco níveo siendo la única roca, en dicho lugar, en que no me ha sido posible encontrar fósiles.

No fué tan fácil tarea la de extraer los fósiles de esta roca la que, al romperse, se desmenuza muy fácilmente; así que los mismos fósiles, siendo muy frágiles, por lo general se rompieron y, con muchas dificultades ha sido posible obtener unos pocos individuos en buen estado de conservación o, por lo menos, suficiente para su determinación.

Sin esta dificultad, la fauna de Maimará se presentaría tal vez no menos rica que la de « Carbajal ». En la mayoría de los casos, el material extraído, por su condición fragmentaria, no se prestó para una exacta determinación específica y tuve, por lo tanto, que limitarme a su determinación genérica.

Aun así, el material de que dispongo entre formas identificadas y formas determinadas arroja las cantidades que a continuación se indican:

Gén. *Zygopleura,* sobre un total de 18 formas identificadas = 6 determinadas;

Gén. *Katosira,* sobre un total de 20 formas identificadas = 4 determinadas;

Gén. *Goniospira,* sobre un total de 3 formas identificadas = 1 determinada;

(1) 1895, *Gastr. Marm.;* Paläontoggr., 42, pág. 261, Taf. XV, fig. 5.

Otros géneros, sobre un total de 9 formas identificadas = 1 determinada.

Se llega a un total de 50 formas de las cuales tan sólo 13 específicamente determinadas.

Gen. **ZYGOPLEURA** Koken (1892)

Diagnosis. — (Véase 1ª parte, pág. 52).

Zygopleura crassinodis n. f. (lám. IV, fig. 1 (y 2 ?)

1921. *Zygopleura* cfr. *nodulosa* d'Orb., Bonarelli. *Tercera contrib.*, pág. 70, lám. IX, fig. 4.
1925. *Zygopleura paucinodosa* Cossmann (ex p.).

Diagnosis. — *Zygopleura* testa tenua, minuta, cylindroconica, turriculata, elongata, interstriata; spira polygyrata; angulo apicali = circiter 10°; suturis parum impressis; anfractibus convexis, antice tumidiusculis, nodosis; nodis lacrymiformibus, exiguo, numero (7) in quovis anfractu, levium spinarum forma emergentibus.

La *Zygopleura crassinodis* difiere de la *paucinodosa* por su tamaño mucho más chico. El ejemplar típico en que se funda la diagnosis de esta nueva forma, aunque presente un peristoma incompleto por ser roto en parte, revela en todo caso que se trata del peristoma definitivo de un individuo adulto, sobretodo por el hecho de que el último tercio del último anfracto se presenta contraído *(coarctatus)*. A esta diferencia principal hay que agregar que en la *Z. crassinodis,* el número de los nudos en cada anfracto es de 7 y no de 6 como en la *paucinodosa,* y se trata de verdaderos nudos casi espinosos y no de cóstulas nudosas. Además, la espira es más esbelta, los anfractos más altos y las suturas más profundas.

Otro carácter es de notar en la *Zygopl. crassinodis.* Su concha debía ser muy delgada pero no uniforme en su estructura, sino que en el sentido espiral presentaba alternados espesores; así que, examinada por transparencia o a la luz refleja se le vislumbran como estrías más obscuras entre otras más claras y, en ciertos puntos, las estrías obscuras hasta resaltan de vez en cuando casi formando verdaderas estrías o elementos de una ornamentación superficial transcrescente. Este carácter lo observamos en otras formas de *Zygopleuras* de la misma procedencia y cabe aquí notar que Cossmann confundió estas pseudoestrías con verdaderas estrías y, por lo tanto, incluyó las formas que presentan este carácter en el género *Katosira.*

Zygopleura Scopesi n. f. (lám. IV, fig. 3)

1921. *Zygopleura spinicosta* Bonarelli. *Tercera contrib.*, pág. 70 (ex p.), lám. IX, fig. 7 (non fig. 6).
1925. *Zygopleura paucinodosa* Cossmann (ex p.).

Diagnosis. — *Zygopleura* testa conica spira turriculata elongata; angulo apicali = circiter 23°; suturis minime impressis; anfractibus planiusculis 10-costatis; costulis laevibus, rectis proversiusculis, late claviformibus, antice prope suturam late nodosis.

Las diferencias entre esta nueva forma y el ejemplar típico de Carbajal descrito por mí como *Zygopleura spinicosta* me parecen ahora más que suficientes para tener separadas las dos formas.

La *Zygopleura Scopesi* es más delgada, más elegante, su ornamentación es mucho menos acentuada, las suturas casi no forman surco y sus anfractos son planos. Los nudos de sus cóstulas son *terminales* pues adhieren a las suturas anteriores.

Esta forma parece ser bastante común en Maimará.

Zygopleura multicosta Bonar. (lám. IV, fig. 4)

1921. *Zygopleura multicosta* Bonarelli. *Tercera contrib.*, pág. 70 (ex p.), lám. IX, fig. 12 (non fig. 13).
1925. *Zygopleura multicosta* Cossmann (ex p.).

Diagnosis. — *Zygopleura* testa conica turriculata, spira parum elongata; angulo apicali = circiter 17°; suturis parum impressis; anfractibus planiusculis 15-costatis; costulis rectis, levibus, late claviformibus.

El ejemplar típico de esta forma es muy incompleto así que nada podemos decir en cuanto a caracteres de su abertura por faltar por completo. Sin embargo, su pertenencia al género *Zygopleura* ha sido confirmada por Cossmann.

Este autor, sin embargo, coloca en sinonimia de *Zygopleura multicosta* otras formas muy distintas, ya sea de Maimará como también de Carbajal. Ya he discutido en páginas anteriores estas vistas de Cossmann. Además tuve ocasión de corregir un error que he cometido atribuyendo a *Zygopl. multicosta* un ejemplar de Carbajal que a raíz de un examen más detenido me resultó pertenecer a *Katosira rapidecrescens.*

La *Zygopleura multicosta* es una forma muy distinta de todas las demás descritas en el presente trabajo por su forma cónica, su apex poco agudo, sus cóstulas muy numerosas etc., etc. Estas costas son casi exentas de nudos. Se trataría entonces de una forma *simplicicosta.*

Zygopleura Gallardoi n. f. (lám. VI, fig. 5)

1921. *Zygopleura* cfr. *Ethra Gemm.* Bonarelli. *Tercera contrib.*, pág. 70, lám. IX, figs. 14-15.
1925. *Zygopleura (Katosira) pustulosa* Cossmann (ex p.).

Diagnosis. — *Zygopleura* testa conica, tenue, turriculata; spira parum elongata, intusstriata; angulo apicali = circiter 23°; suturis parum impressis; anfractibus planiusculis altis, 7-8-costatis; costulis subrectis, crassis, enodibus; apertura alta.

Las consideraciones que indujeron a Cossmann a separar de *Zygopleura Ethra* el ejemplar de Maimará, por mí atribuído *por comparación* a esta forma, me inducen a establecer para el mismo una nueva denominación « específica ».

Cossmann, sin embargo, propone la identificación de mi *Zygopl.* cfr. *Ethra* (= *Gallardoi* n. f.) con otra forma mía, de la misma procedencia, a saber, la *Zygopl. pustulosa,* pero tal identificación no me parece aceptable. Además de los ejemplares figurados de ambas formas, tengo otros ejemplares y todos revelan caracteres diferentes muy constantes, lo que no permite su atribución a una sola forma.

También la *Zygopl. Gallardoi,* lo mismo que la *Zygopl. crassinodis,* presenta una concha delgada que vista a trasluz revela una estructura con fajas espirales angostas de mayor grueso. En uno que otro punto, estas fajas resaltan en la superficie exterior de la concha con carácter de pseudoestrías. A causa de este carácter le pareció a Cossmann que mi *Zygopl.* cfr. *Ethra* (= *Z. Gallardoi)* y la *Z. pustulosa*, debieran atribuirse a *Katosira*, pero no es el caso; la ornamentación espiral de las *Katosiras* está formada por verdaderas estrías bien evidentes, y en cuanto a sus demás caracteres, no cabe duda de que las dos formas mencionadas tienen cabida en el grupo *simplicicosta* del género *Zygopleura.*

Número de ejemplares 3.

Zygopleura pustulosa Bonar. (lám. IV, fig. 6)

1921. *Zygopleura pustulosa* Bonarelli *Tercera contrib.*, pág. 70 (ex p.) lám. IX, fig. 17 (non fig. 16).
1921. *Zygopleura (Katosira) pustulosa* Cossmann (ex p.).

Diagnosis. — *Zygopleura* testa cylindroconica, turriculata, intusstriata; spira elongata; angulo apicali = circiter 12°; suturis parum impressis, anfractibus convexiusculis, transversim 8-9-costatis; costulis fortibus crassis, retroarcuatis, auriformibus.

La estructura de la concha en esta forma presenta las fajitas espirales de mayor grosor observadas ya en las *Zygopl. crassinodis* y *Gallardoi*

consideradas por Cossmann como verdaderas estrías lo que indujo este autor a colocar también a esta forma en el género *Katosira*. Lo mismo tendremos ocasión de señalar con respecto a otra forma, también de Maimará, a saber, la *Zygopl. maimarensis;* resulta, por lo tanto, un total de cuatro formas con el mismo carácter. Tal hecho, desde el punto de vista filogenético, me parece muy importante. Es sabido que los géneros *Zygopleura* y *Katosira* son muy afines entre sí; y esto hasta el punto de que Cossmann consideró las *Katosiras* como un subgénero de *Zygopleura;* según él, la diferencia principal entre los dos géneros consistiría en que las *Zygopleuras* no presentan ornamentación espiral, mientras las *Katosiras* la presentan en condición bien evidente.

En el grupo de las cuatro formas mencionadas, procedentes de Maimará, tendríamos condiciones intermedias, con respecto al carácter mencionado, entre *Zygopleuras* y *Katosiras,* es decir, una aparición *inicial* de la ornamentación espiral formando espesamientos de la concha que sólo son visibles a trasluz o por la erosión superficial de la misma concha.

Número de ejemplares 2.

Zygopleura maimarensis Bonar. (lám. IV, fig. 7)

1921. *Zygopleura maimarensis* Bonarelli, *Tercera contrib.,* pág. 70, lám. IX, fig. 18.
1925. *Zygopleura maimarensis* Cossmann (ex p.).

Diagnosis. — *Zygopleura* testa tenue, cylindroconica, turriculata, intusstriata; spira elongata; angulo apicali = circiter 15°; suturis impressis; anfractibus convexiusculis, transversim 9-costatis; apertura subrotunda; columella excavata, callosa; labro exteriori antice extroflexo-sigmoide.

Cossmann reune en una sola «especie» dos formas de las descritas por mí en mi *Tercera contrib.,* a saber: la *Zygopleura maimarensis* y la *Zygopleura argentina.*

Además, por haber interpretado como verdaderas estrías espirales a los espesamientos de la concha presentados por el ejemplar típico de la primera de estas formas, coloca a las dos en el género *Katosira.* Afortunadamente he obtenido otro material procedente de «Carbajal» y me es posible, por consiguiente, aportar nuevos datos en comprobación de lo acertado que estuve al considerar, desde un principio, las dos formas como distintas y, al referirlas además, al género *Zygopleura.* La pertenencia a este género, de la *Zygopleura argentina,* es de considerar fuera de toda duda. Con sólo examinar el segundo ejemplar típico de esta forma de la que doy la figura en este trabajo saltan a la vista las diferencias muy notables que la distinguen de *Zygopleura maimarensis.* Su

galba es más ventruda, su espira más corta, su ornamentación transversal formada más por nudos que por cóstulas, etc., en fin, la concha debía ser mucho más espesa y no se observa por lo tanto en ella el menor indicio de espesamientos espirales.

Aunque el viaje de Buenos Aires a París le haya hecho mucho daño al ejemplar típico de *Zygopleura maimarensis,* pues ha perdido parte de la concha a lo largo de los anfractos medianos sobre el lado ya fotografiado en mi *Tercera contribueión,* sin embargo, el peristoma quedó intacto completamente, con todas las particularidades observadas en el mismo por Cossmann y descritas en su importante nota. Además, es siempre bien evidente en las partes todavía conservadas de este ejemplar el carácter *pustuloso* y no *nodigero* de las cóstulas y su menor número (9 en cada anfracto) en comparación de lo que se observa en *Zygopleura argentina.* Las mismas pseudoestrías observadas por Cossmann sobre la base de su último anfracto no llegan absolutamente a tener el carácter de «cóstulas espirales».

En cuanto a la forma del peristoma, le veo más bien caracteres típicos de *Zygopleura* que de *Kastosira;* en las *Zygopleuras,* por lo general, es menos alto que en las *Katosiras* y la extraflexión sigmoide del labio exterior en su parte anterior es más acentuada, ni más ni menos como se observa precisamente en el peristoma de mi *Zygopleura maimarensis.*

Número de ejemplares 1.

Gen. **KATOSIRA** Koken

a) Formas *zygopleuroides* propiamente dichas:
Katosira Longobardii;
b) Formas típicas:
Katosira percrassa;
c) Formas pupóides:
Katosira Groeberi;
d) Formas *aberrante:*
Katosira Nagerai.

Katosira Longobardii n. f. (lám. IV, fig. 8)

Diagnosis. — *Katosira* testa cylindroconica, turriculata; spira elongata, angulo apicali = circiter 18°; suturis impressis; anfractibus antice convexiusculis, postice fere excavatis, spiraliter substriatis, claviformibus, antice fere nodigeris, postice attenuatis; apertura ovali.

Si no hubiese utilizado ya la denominación de *Katosira zygopleuroides* para otra *Katosira,* esta denominación hubiera tenido mejor empleo con

atribuírsele a la forma de Maimará cuya diagnosis acabo de redactar. Por su forma general y su ornamentación concrescente, la *Katosira Longobardi* tiene todo el aspecto de una *Zygopleura rugifera,* pero en sus anfractos se observa la ornamentación espiral transcrescente característica de las *Katosiras* y formada por estrías espirales. Estas estrías, en comparación con lo que se observa en otras *Katosiras* no son muy acentuadas, por el contrario, pero mucho más de lo que se observa en el grupo de la *Zygopleura maimarensis* y, por lo tanto, no puede haber dudas en cuanto a la colocación que hacemos de esta forma en el género *Katosira.*

Ninguna de las *Katosiras* descritas por mí o ya conocidas de yacimientos europeos, presenta semejanzas con esta *Katosira* de Maimará.

Número de ejemplares 1.

Katosira percrassa n. f. (lám. IV, fig. 9)

Diagnosis. — Katosira testa cylindroconica turriculata; spira elongata, angulo apicale = circiter 17°; suturis impressis; anfractibus convexis; striato-costatis, striis fortibus; costulis (8 in quovis anfractu), fortibus, crassis, late retroarcuatis, pustulosis, enodibus; apertura ovali.

Esta «forma» de *Katosira* podría considerarse como una variedad de mi *Katosira communis* (véase pág. 64, lám. I, fig. 16), de la cual, sin embargo, difiere por su *galba* más *cylindroide,* su espira más *elongata,* su ángulo apical más agudo, sus suturas más profundas, sus anfractos más convexos, su ornamentación más acentuada, aunque formada por un número menor de cóstulas radiales en cada anfracto; en cuanto a su abertura, esta es menos alta que en la *Z. communis.*

Número de ejemplares 1.

Katosira Groeberi n. f. (lám. IV, fig. 10)

Diagnosis. — *Katosira* testa conica, turriculata, spira elongata; angulo apicali = circiter 20°; suturis impressis, subgradatis; anfractibus convexiusculis, spiraliter striatis ac costulis transversiis, paribus internallis inter se distantibus, ornatis, clathratis, costis crassis, subrectis; apertura suboyale.

Esta *Katosira* difiere de las demás por mí descritas por su *galba* cónica y su espira relativamente corta, y de ángulo apical relativamente abierto, por todos sus demás caracteres se trata de una *Katosira* típica, sobre todo en lo referente a su ornamentación. Tiene cabida en el grupo de las *K. pupoides*, según la clasificación adoptada por mí para las *Katosiras* de Carbajal.

Difiere en todo caso de la *K. rapidecrescens,* del mismo grupo por sus cóstulas más fuertes y menos numerosas en cada anfracto y sus anfractos menos comprimidos. También sus estrías longitudinales son menos numerosas y más fuertes.

Número ejemplares 1.

Katosira Nagerai n. f. (lám. IV, fig. 11)

Diagnosis. — *Katosira* testa cylindroconica, turriculata; spira elongata, angulo apicali = circiter 15°; suturis impressis; anfractibus convexis, postice strangulatis, spiraliter striatis, transversim 7-8-costatis, costis fortibus, elevatis, cariniformibus, in tertio posteriore anfractuum angulosis, decrescentibus; apertura ovali.

El carácter distintivo y peculiar de esta forma consiste en la forma de los anfractos y de sus cóstulas. Los anfractos, de forma casi trapezoidal, muy estrechos posteriormente, muy anchos anteriormente, están limitados por suturas profundas; las cóstulas muy elevadas en la parte anterior de los anfractos forman un ángulo brusco a la altura del tercio posterior y bajan a la sutura cercana rápidamente.

Por estos caracteres, la forma de Maimará, cuya diagnosis acabamos de redactar, difiere notablemente de todas sus congéneres hasta ahora conocidas.

De su ornamentación espiral no podemos decir nada en detalle, pues una sutil costra calcárea cubre la superficie exterior del único ejemplar de esta forma que tenemos a disposición, obliterando las estrías.

Número de ejemplares 1.

Además de las formas identificables que acabamos de describir, el material de Maimará que tengo a disposición para su estudio presenta muchos otros ejemplares de *Katosiras,* algunos de los cuales con peristoma muy bien conservado, pero todos en estado más o menos fragmentario, resultándome, por lo tanto, imposible su determinación «específica».

Gen. GONIOSPIRA Cossm. (1895)

Diagnosis. — *Goniospira* (fam. *Loxonematidae* Koken, 1892) differt a gen. *Stephanocosmia* majore longitudine spirae; anfractibus altis, compressis, in medio carinatis, striato-nodigeris, nodis (acutis); base spiraliter striata; peristoma alto ovale.

G. T. = *Turritella armata* Münst. (Tyrolien de San Cassiano.)

Goniospira Ameghinorum n. f. (lám. IV, fig. 12)

Diagnosis. — *Goniospira* testa cylindroconica, turriculata; spira elongata; angulo apicali = circiter 25°; suturis parum impressis; anfractibus altis, compressis, antice convexis, postice subexcavatis, in medio carinato nodosis; antice posticeque late striatis, nodis longitudinaliter compressis; base striata; peristoma alto; ovale; ultimo anfractu coarctato.

La diagnosis que acabo de formular se refiere, en los detalles de la ornamentación sobre todo, al último anfracto; pero, en los anfractos menores, tenemos otras particularidades de la mayor importancia; las estrías espirales, en algunos ejemplares típicos de esta nueva forma, son muy atenuadas; los nudos forman pequeñas salientes de verdaderas cóstulas arcuato-proversas, falciformes, limitadas a la parte mediana de los anfractos; por estos detalles de la ornamentación, la *Goniospira Ameghinorum* presenta en sus anfractos menores una ornamentación análoga a la de las *Zygopleuras* y este carácter puede considerarse como un indicio que confirma de lo que opina Cossmann sobre afinidades filogenéticas del género *Goniospira* con el género *Zygopleura*.

Número de ejemplares 6 ó 7.

Eocerithium (nov. subgen.) cfr. **potosense** (d'Orb.) (lám. IV, fig. 13)

Cfr. 1842. *Chemnitzia potosensis* d'Orbigny, Amér. merid., t. II; 4mo part.; p. 60, pl. VI, figs. 1-3 (sous le nom de *Melania potosensis*).
Cfr. 1842. *Melania* (!) *potosensis* Brackebusch.
Cfr. 1842. *Melania* (!) *potosensis* Steinmann.
Cfr. 1921. *Chemnitzia potosensis* Bonarelli, *Tercera contrib.*, pág. 67, fig. 6.

He aquí la *diagnosis* original (d'Orb.) de la *Chemnitzia potosensis* (ob. cit., pág. 60). *Chemnitzia* testâ elongato-turritâ, spirâ, angulo 35°; anfractibus convexiusculis, transversim costatis; costis obliquis, elevatis, transversim striatis; aperturâ ovali; columellâ laevigatâ.

Acompañan a esta diagnosis, en la citada obra de d'Orbigny, unos pocos datos sobre otros caracteres del fósil en cuestión. Entre ellos, son de mayor interés los siguientes: «*tours legèrement saillants en gradins*»... «*sutures profondes...*» «*côtes un peu sinueuses (10 environ)*», y digo que son de mayor interés, pues nos obligan a pensar que la figura del tipo de esta «especie» d'Orbignyana no debe ser muy exacta, por cuanto en ella no aparecen con evidencia los caracteres mencionados. En dicha figura no aparece la saliente de los anfractos en forma de umbral, a lo

largo de las suturas; las suturas no son muy profundas; las cóstulas radiales no alcanzarían el número de diez en cada anfracto.

Lo que sí, la figura y la diagnosis del tipo de esta «especie» d'Orbignyana nos revelan que no pertenece al género *Chemnitzia,* ni a cualquiera de los otros géneros de la familia *Pseudomelanidae* (Fisch.), sobre todo, por lo que atañe a su ornamentación, formada por cóstulas radiales y estrías espirales. Este tipo de ornamentación, tan frecuente y común entre otros grupos de gastrópodos, no se observa sino excepcionalmente y nunca en condiciones típicas, sino con rasgos aberrantes, entre los *Pseudomelanidae.* Domina en este grupo la falta absoluta de ornamentación.

Estuve algo en dudas sobre la posición sistemática de la *Chemnitzia potosensis* d'Orb., hasta que el estudio de un pequeño gastrópodo de Maimará me proporcionó elementos de juicio para ensayar una solución posible de este problema.

El ejemplar de referencia, figurado ahora por mí en lámina IV, figura 13, del presente trabajo, lo refiero por simple comparación a la «especie» d'Orbignyana, de la cual, sin embargo, se distingue por varios caracteres. En primer lugar, su ornamentación radial está formada por sólo 8 a 9 cóstulas en cada anfracto; además, no son propiamente sinuosas, sino sencillamente encorvadas y se pierden antes de llegar a la base del último anfracto. Además, los anfractos no son *saillants en gradins* a lo largo de las suturas y éstas últimas no son muy profundas.

Estas diferencias, sin embargo, podrían ser más de grado que de calidad y, por lo tanto, no habría razón para tener separados los dos ejemplares en dos formas distintas.

Pero, lo más importante en mi ejemplar de Maimará, es que por la forma de su peristoma queda fuera de toda duda su pertenencia a la familia *Procerithidae* Cossm., y más especialmente a la subfamilia *Procerithinae* (con pico basal apenas incipiente y labio poco sinuoso).

Si existe, como sospecho la identidad específica entre el ejemplar de Potosí figurado por d'Orbigny y mi ejemplar de Maimará, la figura del tipo de la «especie» d'Orbignyana presentaría, además de las imperfecciones ya apuntadas, esta de haberle atribuído una abertura holostoma y no con pico cerithial, aunque fuera en un estadio incipiente.

De todos modos, la identidad específica entre los dos ejemplares mencionados deberá oportunamente supeditarse a un examen detenido del ejemplar figurado por d'Orbigny, lo que pienso hacer a mi regreso de Europa.

En cuanto a la determinación genérica de mi ejemplar, me he visto obligado a proponer para el mismo un nuevo subgénero, cuyos caracteres diagnósticos serían los siguientes:

Diagnosis. — *Eocerithium* (fam. *Procerithidae)* testa parva, imperforata, conico-turrita; spira conica brevi, angulo apicali = circiter 35°; suturis impressis; anfractibus convexis, spiraliter striatis, radiatim costatis; apertura ovali, antice subtruncata; labio externo simplici, parum sinuoso; columella laevigata, subrecta.

Typ.: = el individuo de Maimará figurado en el presente trabajo con la determinación *Eocerithium* cfr. *potosense* (d'Orb.).

En esta ocasión de establecer un nuevo subgénero, me he guiado por los caracteres diagnósticos de los tipos de los diferentes géneros de *Procerithinae* hasta ahora conocidos.

De todos estos géneros el único a que se acerca al ejemplar de Maimairá, es el subgénero *Rhabdocolpus* Cossm. (1906); difiere sin embargo de las «especies», hasta ahora conocidas, de este subgénero, por su talla mucho más chica, su forma más cónica, su espira más corta, el menor número de sus anfractos, la falta de un *gradin saillant* a lo largo de sus suturas; la ornamentación menos acentuada de sus anfractos mayores; el labio exterior de su peristoma casi recto o muy poco sinuoso; su peristoma más alto y más estrecho.

Eocerithium Holmbergi n. f. (lám. IV, fig. 14)

Diagnosis. — *Eocerithium* testa parva, conica: spira brevi; angulo apicali = circiter 30-32°; suturis impressis, antice taeniolatis, taeniola striata, anfractibus convexis, spiraliter striatis, radiatim 11-12-costatis, costulis nodulosis; apertura alta antice late truncata, labio externo simplici, subrecto; columella laevigata, subrecta.

Esta forma difiere de la anterior por la presencia de una sutil *taeniola* a lo largo de la sutura, delimitada exteriormente por la primera estría de la ornamentación espiral. A lo largo de esta estría se levantan los primeros nudos de cada cóstula radial.

Entre la primera y segunda estría espiral la distancia es mucho mayor que entre las demás.

La ornamentación se presenta muy atenuada y, sobre la base del último anfracto, sólo aparecen estrías espirales. En algunos puntos del último anfracto se divisan unas estrías radiales de crecimiento casi subrectas, lo que induce a pensar que el borde del labio exterior debía ser también subrecto, lo que en el único ejemplar de esta forma de que disponemos no era posible averiguar por estar roto.

Número de ejemplares, 1.

TERCERA PARTE

Fósiles de Tres Cruces

Entre los varios horizontes fosilíferos identificados por el señor De Carles, al norte de la estación Tres Cruces (F. C. C. N. A., a La Quiaca) hay uno formado por un calcáreo de color amarillento claro, medianamente compacto, conteniendo muchos gastrópodos rellenados por espato cálcico.

De los otros horizontes fosilíferos tengo algunos fósiles, pero en un estado de conservación insuficiente para llegar a una determinación específica de ellos. De la misma procedencia son las vértebras (¿ de algún reptil ?) figuradas ya en mi *Tercera contribución.*

Por de pronto me limitaré a un detenido estudio de los fósiles recogidos por De Carles en el horizonte arriba mencionado.

Forman un conjunto el que, más que los otros, confirma la edad relativamente antigua del « Sistema de Salta » por la presencia en el mismo de formas típicas de *Spirostylus* y *Helygmostilus.* Otras formas presentes en este conjunto pertenecen a los géneros nuevos *Gonioconcha* y *Brachycerithium.*

Gen. **SPIROSTYLUS** Kittl. (1894)

Diagnosis. — *Spirostylus* (fam. *Spirostylinidae* Cossm., 1909); testa parva elongato-turriculata, polygyrata, subcylindracea; spira valde elongata; angulo apicali = circiter 10-15°; suturis obliquis, parum impressis; anfractibus numerosis, parum convexis, (plerumque) exornatis; peristoma ovale; labro exteriore simplici oblicuo, parum sinuoso; columella excavata, non callosa.

G. T. = *Melania subcolumnaris* Münst. (Tyrolien de San Cassiano).

Spirostylus elegans Bonar. (lám. V, fig. 1)

1921. *Spirostylus elegans* Bonarelli. *Tercera contrib.*, pág. 71, lám. X, figs. 23-26.

Diagnosis. — *Spirostylus* testa cylindroconica, parva, polygyrata; spira elongata; angulo apicali = circiter 15°; suturis obliquis, parum impressis; anfractibus numerosis, parum convexis, spiraliter striatis, striis in anfractibus majoribus punctulatis.

La condición *punctulata* de las estrías en los anfractos mayores de esta forma indicaría probablemente alguna afinidad de la *Rhabdoconcha multipunctata* Gemm. *(Foss. calc. crist. Casale e Bellampo,* 1878) con esta forma de Tres Cruces; afinidad que merecería estudiarse para llegar a conclusiones definitivas sobre la posición sistemática del género *Rhabdoconcha* el que muy bien podría pertenecer a las *Spirostylinidae* y no a las *Pseudomelanidae,* debiéndose considerar, por lo tanto, como provisoria su colocación en esta familia según propuso Cossmann *(Essais,* 8^{me} liv., 1909, pág. 88).

Por otro lado, la *Rhabdoconcha multipunctata* Gemm., que acabo de mencionar, no es una forma típica del género *Rhabdoconcha,* tanto que el mismo Cossmann (op. cit., pág. 89), tuvo ocasión de pasar en reseña los caracteres propios de esta forma (puntuación de las estrías, *galba* cilindroide, etc.), que la distinguen netamente de las típicas *Rhabdoconchas.* Sería tal vez el caso de separar de los géneros a que hasta la fecha han sido referidas, estas dos formas:

Rhabdoconcha multipunctata Gemm.;
Spirostylus elegans Bonar.

fundando para ellas un nuevo género.

Cossmann observa que las formas típicas del género *Spirostylus* no presentan ornamentación, ni transversal, ni espiral, y, por esa razón, considera que la determinación genérica de mi *Spirostylus elegans* debería corregirse. Por otro lado, en otros géneros de la misma familia, la superficie exterior de los anfractos presenta estrías espirales o radiales y no sería, por lo tanto, un argumento suficiente el de presentar una ornamentación para excluír nuestra forma de Tres Cruces de la familia *Spirostylinidae.*

Unos cuantos ejemplares de Tres Cruces presentan el peristoma bien conservado y típico de *Spirostylinidae.*

Gen. **HELIGMOSTYLUS** Cossm. (1909)

Diagnosis. — *Heligmostylus* (fam. *Spirostylinidae* Cossm., 1909); testa parva, elongato-turriculata, bacilliforme, polygyrata, cylindracea, subulata; spira elongatissima, angulo apicali = circiter 8°-10°; suturis valde obliquis, parum impressis; anfractibus numerosis, altis convexiusculis, exornatis; peristoma alto, ovale, simplice; labro exteriore parum sinuoso, obliquo; columella late callosa.

G. T. = *Melania columnaris* Münst. (Tyrolien de San Cassiano).

(Tal vez habrá de incluír en este género la *Loxonema Annae* Kittl [1894, *Gastr. v. St^{t} Cassian*], pág. 171, Taf. V, fig. 50).

Heligmostylus Bonarellii [Cossm.] (lám. V, fig. 2)

1921. *Heligmostylus* cfr. *columnaris* (Mstr.) Bonarelli. *Tercera contrib.*, pág. 71, lám. X, figs. 27-29.

En el afán de buscar algún término de comparación entre las faunas del sistema de Salta y el Mesozóico de Europa me pareció, en un principio, casi providencial el haber encontrado, entre los fósiles de Tres Cruces, un tipo de gastrópodo muy parecido a la *Melania columnaris* Münst. Pero con razón observa Cossmann que no existe una verdadera identidad específica entre esta forma triásica europea y mis ejemplares de Tres Cruces, lo que yo mismo desde un principio había pensado. Lo que todavía no me parece suficientemente demostrado es que la nueva « especie » establecida por Cossmann para mis ejemplares de Tres Cruces deba pasar del subgénero *Heligmostylus* al género *Spirostylus*. Por de pronto, si las suturas en dichos ejemplares no son tan oblicuas como en la « especie » de Münster, no dejan por eso de ser mucho más oblicuas que en los verdaderos *Spirostylus*. Además, en un corte longitudinal preparado por mí, utilizando a tal efecto un ejemplar típico de la forma en cuestión, se observa la misma «*superposition de ses tours* » considerada por Cossmann como carácter típico de su subgénero *Heligmostylus*, aunque en la forma de Tres Cruces la sección de los anfractos se presente más ancha y menos alta, lo que estaría en relación con el desarrollo, menos rápido, de su espira.

Gen. **GONIOCONCHA** Bonar. (1921)

Diagnosis. — *Gonioc.* (fam. *Purpurinidae)* testa media, biconica, turbinata, purpurinoide; spira brevi, angulo apicali subacuto; suturis profundis; anfractibus gradato-convexis, postice nodoso-carinatis, spiraliter striatis, carina 3-4 nodis in quovis anfractu conferta, nodis externe ex-carina emergentibus; apertura subovali, antice subtruncata, excavata, columella callosa.

G. T. = *Gonioconcha spinata* Bonar.

Formación petrolífera de Tres Cruces (prov. de Jujuy, Rep. Arg.).

Es muy probable que la forma descrita por Hudleston (1888, *Jurass. Gastr.*, Pal. Soc. XLII, pág. 141, pl. VII, fig. 8), bajo la denominación de *Alaria (Diartema) varicifera* Hudl., pertenezca a mi género *Gonioconcha*. Asimismo, quisiera tener material a mano para poder establecer con cierta seguridad la posición sistemática del llamado *Murex fusiformis* figurado por Goldfuss. *(Petrefacta germaniae*, Taf. CLXXII, fig. 14)

del calcáreo coralino de Württemberg; se me ocurre, por su forma general, que pueda pertenecer a mi género *Gonioconcha*.

Gonioconcha striata Bonar. (1) (lám. V, fig. 3)

1921. *Gonioconcha striata* Bonarelli. *Tercera contrib.*, pág. 72, lám. X, figs. 33-34.
1925. *Gonioconcha striata* Cossmann.

Diagnosis. — *Gonioconcha* testa parva, turriculata, spira brevi, angulo apicali 35°; anfractibus antice spiraliter striatis, postice carinatis, carina vix enodi.

En comparación con las demás Gonioconchas, lo más característico de esta forma consiste en la prevalencia absoluta de las estrías espirales sobre el adorno de la carena, en la cual se insinúan apenas algunos nudos o asperezas que se prolongan por la cinta posterior lisa de los anfractos hasta la parte anterior, sin penetrar mayormente por entre las estrías.

Vista desde el apex, la forma presenta los primeros anfractos como una espiral o tornillo normal, mientras que el último anfracto es anguloso y semicuadrado.

Número de ejemplares, 2.

Gonioconcha striato-spinata Bonar. (lám. V, fig. 4).

1921. *Gonioconcha striato-spinata* Bonarelli. *Tercera contrib.*, pág. 72, lám. X, figs. 35-37.
1925. *Gonioconcha spinata* Cossmann (ex p.).

Diagnosis. — *Gonioconcha striato-spinata* differt a *G. striata* carina majus nodosa, nodibus quondam duplicibus et numero sex, ab carina versus suturam evanescentibus, ultimis duobis anfractibus striatis; angulo apicali = 35°.

Los ejemplares no están muy bien conservados, sin embargo su diferencia de *G. striata* es fácil de reconocer, por el desarrollo mayor de la ornamentación transversal que pasa de la parte anterior a la parte posterior de los anfractos y que produce allí una saliente de forma de punta y a consecuencia una angulosidad mayor de la espira. Además, en el último anfracto, el número de salientes es 6 y en el penúltimo 4-5, lo que

(1) En vista de que el autor no pudo concluir del todo el trabajo, P. Groeber se encargó terminarlo, de acuerdo con las opiniones de Bonarelli, que le fueron expresadas verbalmente en numerosas ocasiones.

forma una diferencia considerable de *Gonioconcha striata,* que ofrece, vista desde el apex, un contorno cuadrangular.

Además, *Gonioconcha striato-spinata* posee un mayor ancho de la parte de los anfractos posterior a la carena.

Cossmann considera nuestra forma como variedad de *Gonioconcha striata,* pero según lo expuesto, ocupa un lugar equidistante entre *Gonioconcha striata y spinata,* lo que se quiere expresar con el nombre que le damos.

Número de ejemplares, 2.

Gonioconcha spinata Bonar. (lám. V, fig. 5)

1921. *Gonioconcha spinata* Bonarelli. *Tercera contrib.*, pág. 72 (ex p.), lám. X, fig. 39 (non. fig. 38), lám. XI, figs. 1-3.
1925. *Gonioconcha spinata* Cossmann (ex p.).

Diagnosis. — *Gonioconcha* testa media, spira brevi, angulo apicali = 35°, suturis profundis, anfractibus gradato-convexis, postice carinatis, nodosis, levibus vel pene levibus; carina 4 nodis fortibus armatis, nodis antice et postice evanescentibus.

El ancho de la parte posterior de los anfractos es aun mayor que en *Gonioconcha striato-spinata*, además ella es más inclinada.

Vista desde el apex, el fósil presenta un contorno de forma de un cuadrángulo, con vértices salientes y lados levemente cóncavos.

En el ejemplar tipo no se observa en la parte anterior ninguna clase de estrías espirales, pero sí en una de los cuatro ejemplares que tengo a disposición, pero estas estrías son muy débiles.

Lo dicho hace ver que, como ya dijimos, *Gonioconcha spinata* dista por sus caracteres de *Gonioconcha striato-spinata* tanto como ésta de *Gonioconcha striata.* Los nudos de *Gonioconcha spinata* son preferentemente simples y no tienden a duplicación o acaso a triplicación con tanta frecuencia como en *Gonioconcha spistriata-spinata* y el número de nudos o espinas es menor.

Número de ejemplares, 4.

Gonioconcha spinata Bonar. var **brachyspira** Bonar. (lám. V, fig. 6)

1921. *Gonioconcha spinata* var. *brachyspira* Bonarelli. *Tercera contrib.*, pág. 72, lám. XI, fig. 4.
1925. *Gonioconcha spinata* Cossman (ex p.).

Diagnosis. — *Gonioconcha* testa parva, spira depressa ac rapide crescente; angulo apicali 50°; praeterea differt a tipo nodis brevioribus et carina vista ex apice inter nudos paulum convexa.

Como se ve, el ángulo apical de esta forma es bastante mayor que el de la forma tipo y de todas las demás *Gonioconchas* que conservan casi todas un ángulo apical de 35 grados. Pero por sus demás caracteres creo deber considerar nuestra forma sólo como variedad de *Gonioconcha spinata.*

Gonioconcha nodosa Bonar. (lám. V, fig. 7).

1921. *Gonioconcha nodosa* Bonarelli. *Tercera contrib.*, pág. 72, lám. X, fig. 5.
1925. *Gonioconcha spinata* Cossmann (ex p.).

Diagnosis. — *Gonioconcha*, angulo apicali = 35°. *Gonisconcha nodosa* differt a *Gonioconcha spinata* nodis valde minus fortibus, anfractibus omnino levibus, globosis, carina non clara, propie absente.

El hábito general de la forma se parece mucho a *Gonioconcha striata,* pero se distingue de ella por la ausencia absoluta de estrías y por el escaso desarrollo de la carena, representada sólo por un ángulo obtuso y redondeado entre la parte anterior y posterior de los anfractos. Esto mismo constituye también una diferencia considerable entre *Gonioconcha nodosa* y *G. spinata,* a parte de que las espinas de la primera están reducidas a simples nudos, como en *Gonioconcha spinata* var. *brachyspira.*

Las diferencias apuntadas me parecen bastante grandes como para considerar la forma como independiente y no como simple variedad de *Gonioconcha spinata*, como propone Cossmann.

Gonioconcha nodosa Bonar. var. **evolutior** Bonar. (lám. V, fig. 8)

1921. *Gonioconcha spinata* Bonarelli. *Tercera contrib.*, pág. 72 (ex p.) lám. X, fig. 38 (non fig. 39, nec., lám. XI, figs. 1-3).
1925. *Gonioconcha spinata* Cossmann (ex p.).

Diagnosis. — *Gonioconcha nodosa* var. *evolutior* differt typo majore evolutione anfractum; angulo apicali = 35°, peristoma ovale conservatum est.

Es algo dudoso, si se trata realmente de una variedad o de la misma forma; la diferencia de aspecto se debe acaso más al estado de conservación de este ejemplar, que posee todavía el último anfracto hasta el peristoma, pero falta la parte apical, mientras que el ejemplar de *Gonioconcha nodosa* ha perdido gran parte del último anfracto, pero conserva su apex.

BRACHYCERITHIUM Bonar.

Diagnosis. — *Brachycerithium* (fam. *Procerithidae*, subfam. *Paracerithinae)* testa parva, turriculata, pupoide, ovoide-conica; spira brevi, galba conoidali, angulo apicali = circiter 25-40°; suturis impressis; anfractibus convexis, striato-costatis, ultimi anfractus longitudine aequa dimidiae parti longitudinis totalis; peristoma ovali, postice acuto, antice subtruncato, base sinuosa, labro externo parum oblicuo, antice extroflexo; columella levi, proversim versus rostrum plicata; «bond columellaire mince bien limité et appliqué sur la base, mais séparé du bourrelet par une tente ombilicale».

Gen. typ. *Brachycerithium majus.*

Cossmann dice en su trabajo sobre la fauna que nos ocupa aquí: «Le nouveau genre proposé par Bonarelli *(Brachycerithium)* n'est qu'une section tres voisine de *Paracerithium;* son ouverture avec échancré en avant, et un labre risso iniforme, no differe pas génériquement de celle de ce dernier; les seuls caractères distinctifs résident dans la disparition presque complete de la rampe supra-suturale et dans l'absence d'aspérités épineuses a la partie sinuouses inferieure des cotes axiales qui sont peu ou point inclinées, et qui ne deviennent sinueuses qu'au dernier tour, ainsi que sur leur base.»

Aunque Cossmann se inclina a considerar estas diferencias insuficientes para la creación de un nuevo género, no quisiera compartir esta opinión, porque se trata de una serie de formas bien caracterizadas y, además, el criterio para atribuirle valor o mayor o menor importancia a las diferencias señaladas por el mismo Cossmann, está, hasta cierto punto, sujeto a una disposición personal. Cossmann dice efectivamente unas líneas más abajo: «Je conserve *Brachycerithium* comme section ancestrale de *Paracerithium* qui n'apparaît que dans l'Hettangien, car les formes tyroliennes du Trias sont douteuses et se papprochent également de *Palaeotriton* ou de *Trachoecus.*»

Vemos, pues, que las palabras de Cossmann nos habilitan mantener nuestra subdivisión y además contienen una corroboración de nuestro modo de ver, de que la fauna de las «calizas con *Melania*» son aproximadamente de la misma edad que le señalamos en el primer estudio. Sobre este punto se tratará más adelante.

Dividimos *Brachycerithium* en tres grupos:

1° Grupo del *Brachycerithium seminudum:*

a) Brachycerithium seminudum;
b) — *microstoma;*
c) — *intermedium;*

d) Brachycerithium evolutum ;
todos procedentes de Tres Cruces.

2° Grupo del *Brachycerithium majus :*

a) Brachycerithium majus ;
b) — *lacrymigerum ;*
c) — *helicoidale ;*
d) — *ornatissimum.*

3° Grupo del *Brachycerithium dupliciornatum :*

a) Brachycerithium dupliciornatum ;
b) — *pauciornatum ;*
c) — *recticosta ;*
d) — *minus.*

4° Grupo del *Brachycerithium feruglioi :*

a) Brachycerithium Feruglioi.

Brachycerithium seminudum Bonar. (lám. V, fig. 9)

1921. *Brachycerithium? seminudum* Bonar., *Tercera contrib.*, lám. XI, fig. 23.

Diagnosis. — *Brachycerithium* testa parva, turriculata; spira brevi; angulo apicali = circiter 30°; anfractibus transversim costatis; costulis in ultimo anfractu antice evanescentibus, numero 12 in quovis anfractu.

Esta forma se diferencia de los demás *Brachycerithium,* por su ornamentación poco pronunciada. Cossmann juzgó, según las figuras de la *Tercera contrib.,* que se trataba de un ejemplar muy gastado; en vista de que no tuvo el fósil en mano, se abstuvo de opinar sobre su posición dentro de nuestro género. Indudablemente, su ornamentación, especialmente la de los primeros anfractos ha sufrido bastante y se encuentra un tanto obliterada; pero esto no es el caso en el último anfracto, que es suficientemente bien conservado para poder permitir la observación de que la poca nitidez o el escaso relieve de la ornamentación es primitiva.

Brachycerithium microstoma Bonar. (lám. V, fig. 10)

1921. *Brachycerithium microstoma* Bonarelli, *Tercera contrib.*, lám. XI, fig. 24.

Diagnosis. — *Brachycerithium* testa parva, ovoide-turriculata; angulo apicali = circiter 25°; anfractibus transversim costatis, antice striis levibus ornatis ; costulis brevibus, arcuatis, antice evenescentibus.

La diferencia mayor de nuestra forma de las demás del grupo consiste en las estrías espirales, que faltan en los demás representantes. Este carácter produce cierta semejanza con los representantes del grupo siguiente, pero el aspecto de las cóstulas es bien diferente, ellas son menos salientes y menos largas, y toda la forma tiene un aspecto tan parecido a *Brachycerithium seminudum,* que es difícil separarla a causa de las estrías de este grupo y agregarla al de *Brachycerithium majus.*

Brachycerithium intermedium Bonar. (lám. V, fig. 11)

1921. *Brachycerithium intermedium* Bonarelli, *Tercera contrib.,* lám. XI, fig. 25.

Diagnosis. — *Brachycerithium* testa parva 11 mm longitudinis, turriculata; angulo apicali = circiter 25°; anfractibus compressis, transversim costatis; costulis postice fortibus, antice evanescentibus, obliquis, in extremitate posteriore nudum parvum ferentibus, numero 11 in quovis anfractu.

A pesar del mal estado de conservación, pueden reconocerse algunos rasgos que distinguen esta forma de las demás. Es menos evoluta que *Brachycerithium evolutum,* pero mucho más que *Brachycerithium seminudum* y *microstoma.* Ademas, estas formas no poseen en la extremidad posterior de las cóstulas la tendencia de formación de nuditos que muestra *Brachycerithium intermedium.*

Es de sentir que Cossmann no vió esta forma, ni las demás del grupo.

La forma es más cercana a *Brachycerithium evolutum* que a las otras del grupo, y representa una especie de transición entre ellas, tanto por el carácter de su involución escasa como por su ornamentación, de modo que se denominó con el nombre elegido.

Brachycerithium evolutum Bonar. (lám. V, fig. 12)

1921. *Brachycerithium evolutum* Bonarelli, *Tercera contrib.,* lám. XI, figs. 26 y 27.

Diagnosis. — *Brachycerithium* testa parva, 11 mm longitudinis; turriculata, angulo apicali = circiter 25°; anfractibus compressis, postice costatis, antice laevibus, evolutis, costulis numero 10 in quovis anfractus; striis spiralibus absentibus.

La forma del fósil es larga y esbelta a causa de su evolución pronunciada, por la cual se distingue claramente de las demás formas del grupo de *Brachycerithium seminudum* y sobre todo de las del grupo siguiente, del *Brachycerithium majus.* Su ornamentación es además menos pronunciada, lo que podría deberse también a su estado deficiente de conservación.

Brachycerithium majus Bonar. (lám. VI, fig. 1)

1921. *Brachycerithium majus* Bonarelli, *Tercera contrib.*, lám. XI, figs. 7-10.
1925. *Paracerithium (Brachycerithium) majus* Cossman (ex parte).

Diagnosis. — *Brachycerithium* testa parva, 10-15 mm longitudine, ovoide-conica, spira brevi, galba concoidale, angulo apicali = circiter 45°; suturis impressis, anfractibus involutis, convexis, striato-costulatis; costulis numero 8-9 in quovis anfractu, in parte posteriore anfractuum rectis, in parte anteriore paulum antice proflexis et evanoescentibus; anfractibus antice striatis.

Este género es el genus typus de *Brachycerithium*. Cossman incluyó en esta «especie» las formas *Brachycerithium lacrymigerum, helycoidale* (1), *ornatissimum, recticosta* y *minus*.

Pero como ya se dijo, ha de ser conveniente mantener los diferentes nombres, porque en realidad hay algunas diferencias entre la forma típica y estas otras, que pueden reconocerse sin mucha dificultad. En la descripción de cada una de estas formas se mencionarán las diferencias.

Número de ejemplares, 4.

Brachycerithium lacrymigerum Bonar. (lám. VI, fig. 2)

1921. *Brachycerithium lacrymigerum* Bonarelli, *Tercera contrib.*, lám. XI, fig. 11.
1925. *Paracerithium (Brachycerithium) majus* Cossmann (ex parte).

Diagnosis. — *Brachycerithium* testa parva (13 et 10 mm longitudine), angulo apicali = circiter 40°; suturis impressis; anfractibus involutis, oblongis, costulatis, antice vix striatis; costulis numero 11 in quovis anfractu, in parte anteriore anfractuum fere absentibus.

Brachycerithium lacrymigerum se distingue de *Brochycerithium majus*, por su mayor número de cóstulas (10 a 11 en cada anfracto), por su hábito más esbelto y el perfil menos combado de los anfractos. Además, las estrías espirales de la parte anterior es apenas visible y falta completamente en la región de las cóstulas, que por su parte se borran totalmente en la parte anterior. Es indudable que *Brachycerithium lacrymigerum* es muy cercano al tipo del género, pero las diferencias anotadas serán suficientes para considerarlo como forma que merece una designación o un nombre diferente.

Número de ejemplares, 2.

(1) Por error de imprenta figura en la explicación de la lámina XI de la *Tercera contrib.* el *Brachycerithium helycoidale* sin la *h*, que se ha corrido una línea más abajo y que fué agregada a *Brachycerithium* («*h*») *ornatissimum*.

Brachycerithium helicoidale Bonar. (lám. VI, fig. 3)

1921. *Brachycerithium elicoidale* Bonarelli, *Tercera contrib.*, lám. XI, fig. 13.
1925. *Paracerithium majus* Cossmann (ex parte).

Diagnosis. — *Brachycerithium helicoidale* testa parva 12 mm longitudine; angulo a picali = 35° (vel paucim magis); anfractibus involutis, oblongis, costatis; costulis rectis, antice evanescentibus, numero 8 in quovis anfractu, anfractibus striis spiralibus antice posticeque ornatis.

Brachycerithium helicoidale se diferencia entonces de las dos formas precedentes, ante todo por su ornamentación espiral, que no sólo aparece en la parte anterior de los anfractos, como en *Brachycerithium majus*, sino que se extiende también por sobre la parte posterior y sus cóstulas, que resultan por ello levemente rugosas. Esta ornamentación espiral se ve únicamente allí sobre las cóstulas y no en las depresiones entre ellas, es decir, las estrías no disuelven las cóstulas en perlas de rosario, por ejemplo, sino éstas conservan perfectamente su carácter de cóstulas. Su número es más o menos el mismo que en *Brachycerithium majus*, pero menor que en *Brachycerithium lacrymigerum*.

Número de ejemplares, 1.

Brachycerithium ornatissimum Bonar. (lám. VI, fig. 4)

1921. *Brachycerithium (h) ornatissimum* (1) Bonarelli, *Tercera contrib.*, lám. XI, fig. 14.
1925. *Paracerithium (Brachycerithium) majus* Cossmann (ex parte).

Diagnosis. — *Brachycerithium* testa parva, 13 mm longitudine; angulo apicali = circiter 30°; anfractibus costatis et spiraliter striatis; costulis paulum oblicuis, antice proversis, numero 10 en quovis anfractu.

Esta forma tiene una forma general más esbelta aun, lo que se expresa en el ángulo apical algo más agudo que el de las formas precedentes. Su ornamentación es muy parecida, para no decir idéntica, a la de *Brachycerithium helicoidale*, solamente el número de cóstulas es algo mayor y además no son tan paralelas al eje del fósil o tan verticales, por decir así, como en todas las demás formas pertenecientes al grupo del *Brachycerithium majus*.

Debe mencionarse que Cossmann no sólo considera nuestra forma co-

(1) Véase la nota en página sobre el error de imprenta en mi *Tercera contrib.*

mo sinónimo, aunque algo diferenciado de *Brachycerithium majus,* sino suprime nuestro *Brachycerithium pauciornatum (Tercera contrib.,* lám. XI, fig. 18) (por error de imprenta figura como *paucornatum)* y lo considera como idéntico a *Brachycerithium ornatissimum.* Pero no tiene nada de común con esta forma, sino pertenece indudablemente al grupo de *Brachycerithium dupliciornatum.*

No debe pasarse por alto la observación de que en algunas cóstulas puede observarse la presencia de un pequeño nudo en su base; pero esta particularidad no es la regla y poco visible, pero es, sin embargo, de interés, porque representa una especie de transición al grupo de *Brachycerithium dupliciornatum.*

Número de ejemplares, 1.

Brachycerithium dupliciornatum Bonar. (lám. VI, fig. 5)

1921. *Brachycerithium dupliciornatum* Bonarelli, *Tercera contrib.,* lám. XI, figs. 15-17.
1921. *Brachycerithium elegans* Bonarelli, *Tercera contrib.,* lám. XI, fig. 19.
1925. *Paracerithium (Brachycerithium) dupliciornatum* Cossmann (ex parte).

Diagnosis. — *Brachycerithium dupliciornatum* testa parva, 11-14 mm longitudine, turriculata, spira subelongata; angulo apicali = circiter 30°; suturis leve impressis; anfractibus involutis, oblongis, rectis, nihil grandiniformibus, costatis ac spiraliter striatis; costulis numero 12 in quovis anfractu (11-13), verticalis postice fortibus, antice evanescentibus; striis spiralibus antice posticeque valde claris, costulis intervaloque inter costulis incidentibus, costularum extremo posteriore nudum abscidentibus.

La diagnosis precedente demuestra el cúmulo de diferencias entre esta forma y las del grupo de *Brachycerithium majus.* Su forma es más esbelta, los anfractos mucho menos o nada gradiniformes, las cóstulas son más uniformes en su elevación y, si es posible, más rectas. Además, se acentúa sobre manera la ornamentación espiral en la región posterior, es decir, en la región de las cóstulas, que sufren sección también en las depresiones entre ellas. Aunque no disuelven las cóstulas en rosario, esta tendencia empieza a hacerse sentir, porque la extremidad posterior de ellas ya está separada en todos los ejemplares bajo la forma de un nudo.

También Cossman reconoce que este rasgo es suficientemente característico para diferenciar y separar nuestra forma de todas las demás. Incluye en ella, como idéntica, el *Brachycerithium elegans,* a lo que podemos acceder.

Número de ejemplares, 3.

Brachycerithium pauciornatum Bonar. (lám. VI, fig. 6)

1921. *Brachycerithium pauciornatum* (por error de imprenta *paucornatum)* Bonarelli, *Tercera contrib.*, lám. XI, fig. 18.

Diagnosis. — *Brachycerithium* testa parva, 16 mm longitudine, turriculata; angulo apicali = circiter 30°; anfractibus leve evolutis, costatis non striatis, nihil grandiniformibus; numero costularum 7-8 in quovis anfractu, nodulis in extremitate posteriore costularum absentibus.

Como se desprende de la descripción precedente, faltan los nódulos en la extremidad posterior de las cóstulas, esto no tiene nada de extraño, porque faltan también las estrías espirales que seccionan en *Brachycerithium dupliciornatum* y en otras formas las cóstulas. Pero no hemos de agregar por ello nuestra forma al grupo de los *Brachycerithium majus,* porque en primer lugar esta clase de ornamentación se encuentra también entre algunas formas del *Brachycerithium majus,* y no es por consiguiente un rasgo limitado a *Brachycerithium dupliciornatum*, y además, porque el perfil de sus anfractos y el encogimiento de las cóstulas hacia la sutura posterior se asemeja completamente al de las cóstulas de *Brachycerithium dupliciornatum.*

De ninguna manera puede considerarse, como lo hace Cossmann, esta forma como idéntica con *Brachycerithium ornatissimum,* que conforme, lo indica su nombre, posee una ornamentación muy pronunciada; a esta forma no le faltan las estrías espirales en todo el anfracto, ni tampoco la insinuación de un nudito en la extremidad posterior de las cóstulas; por estos caracteres debería haber sido puesto por Cossmann más bien en la sinonimia de *Brachycerithium dupliciornatum,* pero no en la *Brachycerithium majus,* como lo hizo en realidad. Si hay formas diferentes entre los *Brachycerithium* descritos, lo son *Brachycerithium pauciornatum* y *Brachycerithium ornatissimum.*

Brachycerithium recticosta Bonar. (lám. VI, fig. 7)

1921. *Brachycerithium recticosta* Bonarelli, *Tercera contrib.*, lám. XI, figs. 20 y 21.
1925. *Brachycerithium majus* Cossmann (ex parte).

Diagnosis. — *Brachycerithium* testa parva 8-9 mm longitudinis, ovoideconica; angulo apicali = circiter 35°; anfractibus brevibus, globulosis vel inflatis, costulis rectis ornatis, numero 7 in quovis anfractu, postice fortibus, antice evanescentibus, interdum usque columellam procurrentibus; striis spiralibus absentibus; peristoma ovali.

A pesar de que esta forma posee solamente cóstulas y carece de estrías espirales y, por consiguiente, de los nuditos separados de las cóstulas en su extremidad posterior, hemos de considerarla como perteneciente al grupo del *Brachycerithium dupliciornatum* por esta razón; ya se dijo que estos nuditos aparecen también en algunas formas del grupo de *Brachycerithium majus,* cuando la ornamentación de las estrías espirales es suficientemente pronunciada, en esta particularidad *Brachycerithium dupliciornatum* y *majus,* elegidos por Cossmann como los dos tipos principales de nuestro género, aparecen como ligados por transiciones, pero se distinguen siempre por el carácter gradiniforme de la ornamentación radial de las formas del último grupo. En vista de que en *Brachycerithium recticosta* se encogen las terminaciones posteriores de las cóstulas y en vista de que, por consiguiente, el perfil de la forma es casi rectilíneo en sus contornos, parece más conveniente agregar nuestra forma al grupo de *Brachycerithium dupliciornatum* en vez de *Brachycerithium majus,* como propone Cossmann, quien considera la forma hasta como idéntica con esta última «especie».

No debe dejarse sin mencionar la posibilidad de que *Brachycerithium recticosta* represente acaso solamente un «stadium» más juvenil de *Brachycerithium dupliciornatum,* o de alguna forma muy cercana a ésta, porque es un hecho conocido que la ornamentación aumenta en numerosos casos considerablemente, a medida que crece el animal; a menudo los primeros anfractos son lisos, mientras que el último posee una ornamentación complicada de elementos axiales y espirales.

Brachycerithium minus Bonar. (lám. VI, figs. 8-9)

1921. *Brachycerithium minus* Bonarelli, *Tercera contrib.,* lám. XI, fig. 22.
1925. *Paracerithium (Brachycerithium) majus* Cossmann (ex parte).

Diagnosis. — *Brachycerithium* testa parva, 10 mm longitudinis, ovoideconica; angulo apicali = circiter 40-50°; anfractibus brevibus, inflatis, costatis; costulis numero 8 in quovis aufractu, flexuosis, inter suturam posteriorem et partem mediam anfractuum antice arcuatis, ac fortibus, in parte anteriore retroarcuatis et evanescentibus.

Como se desprende de la descripción, este fósil está íntimamente ligado a *Brachycerithium recticosta* por la inflación de sus anfractos, por la falta de estrías espirales, la fuerza de su ornamentación y por su aspecto en general, pero se distingue de él por por la sinuosidad de las cóstulas.

No sería imposible que se trate solamente de las spiras juveniles de alguna otra forma, pero por ahora no podemos indicar cuál podría ser, de modo que por el momento describimos la forma bajo un nombre aparte.

Brachycerithium Feruglioi n. f. (1) (lám. VI, figs. 10-13)

Diagnosis. — *Brachycerithium* testa parva, conica-turriculata; spira gradiniforme, angulo apicali = circiter 40-45°; anfractibus angulatis, striato-costatis; costulis in gradibus anfractum nodulosis, postice fortibus et rectis, antice evanescentibus et obliquis, numero 10-11 in quovis anfractu; striis spiralibus in parte posteriore levioribus quam in parte anteriore; peristoma ovale.

Este *Brachycerithium* se distingue de los demás claramente por sus anfractos gradiniformes. Esta particularidad separa *Brachycerithium Feruglioi* del grupo del *Brachycerithium majus,* con el cual concuerda más que ninguno en su ornamentación de cóstulas y estrías.

CONCLUSIONES

En su trabajo citado del año 1921, Bonarelli llegó en páginas 74 a la conclusión de que el «horizonte con Melania» (s. l.) no es cretáceo como hasta ahora hemos creído, sino que sus capas basales pertenecen al Triásico y las demás al Liásico, siendo posible que sus capas más altas pertenezcan al Jurásico (2) más inferior.

Bonarelli, plegándose a las opiniones «dominantes» había considerado anteriormente el «horizonte calcáreo-dolomítico» como cretáceo, siguiendo a Brackebusch y Steimmann, pero se convenció de que esto no era acertado y que d'Orbigny se había encontrado mucho más cerca de la verdad al considerar las capas como triásicas. Efectivamente, *Loxonematidae*, como *Zygopleura* y *Katosira* o como *Hypsipleura* y *Gonioconcha,* etc., indican claramente una edad mucho mayor que cretácea para las capas que las encierran.

Entretanto la fauna fué estudiada por M. Cossmann, cuya opinión es de importancia especial por tratarse del especialista mas familiarizado con los Gasterópodos.

Aparte de un juicio distinto en cuanto a «especie y forma» y una reducción de la cantidad de formas de Bonarelli a un número menor de especies, Cossmann concuerda completamente con Bonarelli en cuanto a la edad de la fauna.

(1) Entre el material de Bonarelli no he podido hallar los dos ejemplares que han servido para las fotografías, que, por otra parte, son suficientemente claras para poder hacer una descripción de la forma.

(2) Para evitar malentendidos sea dicho que Bonarelli se pliega con esto a la opinión de considerar el Liásico como sistema equivalente al Cámbrico, Silúrico, etc., y hace principiar el Jurásico como otro sistema con el Bayociano.

Así dice, por ejemplo, en página 184, sobre *Zygopleura paucinodosa :* « Beaucoup plus étroite que *Z. rugifera* (Phil.) du Carbonifère, cette coquille *triasique* a des aspérités... »

Referente a *Zygopleura multicosta* encontramos en página 195 : « elle ne peut se confondre avec celle du Lias de la France. Tout au plus pourrait-on établir un rapprochement avec *Zypleura arctecostata* Münst. du Tyrolien de S^{t} Cassian ».

Sobre *Zygopleura (Katosira) pustulosa* dice en página 196 : ... « l'attribution de *Katosira pustulosa* a *Chemnitzia Ethra* Gemm. du Lias inférieur de Bellampo, Sicilie, ne paraît pas admissible... Les affinites de *Katosira pustulosa* sont plus grandes avec le formes du Tyrolien de S^{t} Cassian, quoiqu'elle soit spécifiquement distincte : *Loxonema Walmstedti* Klipst. s'en approche beaucoup... »

Zygopleura (Katosira) maimarensis merece este comentario en página 197 : « ... Z... ressemble a *Loxonema tenuis* Münst. qui est aussi une *Zygopleura...* du Triasique de S^{t} Cassian ».

En ocasión de la discusión de *Zygopleura (Katosira) communis* dice en página 199 : « Je suis persuadé en effet, que si l'on se livrait a une exploration plus fructueuse de ces gisement triasiques... »

Respecto a *Hypsipleura ? binotata* dice en página 201 : « Il est incontestable que cet unique spécimen a quelques analogie avec la figure que j'ai publiée *(Essais de Pol. Comp.,* liv. IX, p. 33, fig. 14) par *Hypsipleura subnodosa* Klipst... *Hypsipleura binotata* se rapproche plus d'*Hypsipleura cathedralis* Koken, qui est le *génotype* dans le Juvavien du Schlern, mais qui a une taille plus grande... »

Cossmann acepta también la presencia de los géneros *Tyrsoecus* y *Spirostylus,* el cual se encuentra sólo en el Triásico y Liásico.

En página 205 dice referente a *Gonioconcha :* « Le nouveau genre *Gonioconcha* est intermédiaire entre *Angularia* et *Pseudoscalites* du groupe de *Purpurinidae* triasiques... »

Y, finalmente, observa en página 206 : « Je conserve donc *Brachycerithium* comme section ancestrale de *Paracerithium* qui n'aparraît que dans l'Hettangien... »

Con esta última frase Cossmann da a entender que para él, la fauna de Gasterópodos debe ser más antigua que hettangiana, es decir, que el Liásico inferior.

Según Bonarelli *(l. c.,* pág. 75) el perfil normal de la serie fosilífera es éste :

Parte superior :

d) Intercalaciones calcáreas a veces tobíferas en arcillas a menudo esquistosas ;

c) Arcillas abigarradas (« Margas verdes », « Keuperartige Mergel », etc.).

Parte inferior:

b) Dolomitas y calizas *fosilíferas;*

a) Sedimentos basales arenosos y conglomerádicos, a veces fosilíferos.

La gran mayoría de los fósiles hallados y la totalidad de los descritos provienen de la parte inferior. Su edad triásica debe considerarse como asegurada y lo más probable es que sea supratriásica.

Este resultado trae consigo otro que permitiría comprender mejor e hilvanar mejor la historia geológica de Sud América.

Desde hace tiempo se conocen en el centro de la República Argentina, especialmente en su mitad occidental, las extensas capas del Rhético con *Estheria,* numerosas plantas, restos de peces, con tobas, etc. La sedimentación de este grupo de depósitos obedeció a un movimiento diferencial que creó cuencas o depresiones limitadas probablemente por fallas y encerradas entre bloques algo ascendidos. La región afectada especialmente por este movimiento se encontraba entre la sierra de Córdoba y la Cordillera actuales y los sedimientos se acumularon en el norte de San Luis, en La Rioja, San Juan y Catamarca.

El descenso no era suficiente para que pudiese penetrar el mar en las cuencas; se establecieron sólo zonas más o menos vastas de pantanos, que dieron lugar a la formación de mantitos de carbón frecuentes, pero muy reducidos en espesor.

Debe mencionarse que esta misma zona sufrió más o menos la misma transformación en una época posterior, en el Mioceno, cuando se estableció entre la sierra de Córdoba y la Cordillera una zona deprimida. en la que se sedimentaron bajo condiciones climáticas distintas y de desierto los depósitos de agua salobre de las capas de los Llanos o del Gigante o de Santa María y de la sierra Palau-co.

En este tiempo el mar se encontraba al este de la sierra de Córdoba, la rodeaba al norte y entró en contacto con la región de sedimentación salobre por Tucumán.

En Tucumán estaría también el límite entre el desarrollo terrestre del Triásico más superior (del Rhético de La Rioja, San Juan, etc.) y de las capas marinas de la formación petrolífera, que aparecen a poca distancia al norte de esta ciudad.

Es, pues, muy probable que el Rhético de San Juan, La Rioja, etc., corresponda lateralmente a la parte triásica de la serie marina (y salobre) intercalada entre las areniscas de la Formación petrolífera; el movimiento de descenso que creó las cuencas correspondientes habría sido entonces simultáneo.

Vimos que la parte superior de la serie marina y salobre de la Formación petrolífera se extiende muy probablemente hasta el Bayociano

basal. También para esta persistencia en la sedimentación encontramos un paralelo en la región de San Juan, La Rioja, etc.

Allí descansan sobre las capas rhéticas areniscas de un aspecto bastante parecido al de las areniscas rhéticas.

Según referencias, no suelen contener tobas y son más típicamente producidos o acumulados en un clima árido; pero por otra descansan sobre el Rhético típico con absoluta concordancia y se extienden en ciertas regiones, como por ejemplo, al oeste de La Rioja (ciudad) independientemente por sobre rocas del zócalo antiguo. Estas areniscas, que se han considerado como jurásicas, corresponden, según lo que vemos, con toda probabilidad a la parte superior de la serie en cuestión, a los horizontes *c* y *d* del perfil arriba citado.

Es muy probable que la terminación de la sedimentación marina en esta cuenca del norte y su pasaje a sedimentación terrestre (areniscas superiores) por un lado y la terminación total de la sedimentación en la cuenca mucho menos profunda e importante de San Juan, La Rioja, etc., hayan sido producidas por el mismo movimiento ascendente general; podemos, pues, admitir que las areniscas superiores al Rhético lleguen hasta el Bayociano basal.

Podemos, además, invertir estos argumentos, por decir así, y aprovecharlos para la comprobación de la edad rhética — hasta bayociana de la intercalación marina de la Formación petrolífera. Podemos decir que a una ingresión marina de su extensión debe corresponder un descenso en otras regiones vecinas de tendencia descendente o habitualmente propensos a la acumulación de sedimentos. Como tal puede caracterizarse la región de San Juan, La Rioja, etc., y en vista de que faltan en ella depósitos de otra edad más jóvenes (1) (excepción hecha del Terciario), podemos admitir que depósitos marinos que se encuentran en la prolongación de esta zona y que sean mesozoicos deben corresponder al Rhético y las areniscas jurásicas que le siguen.

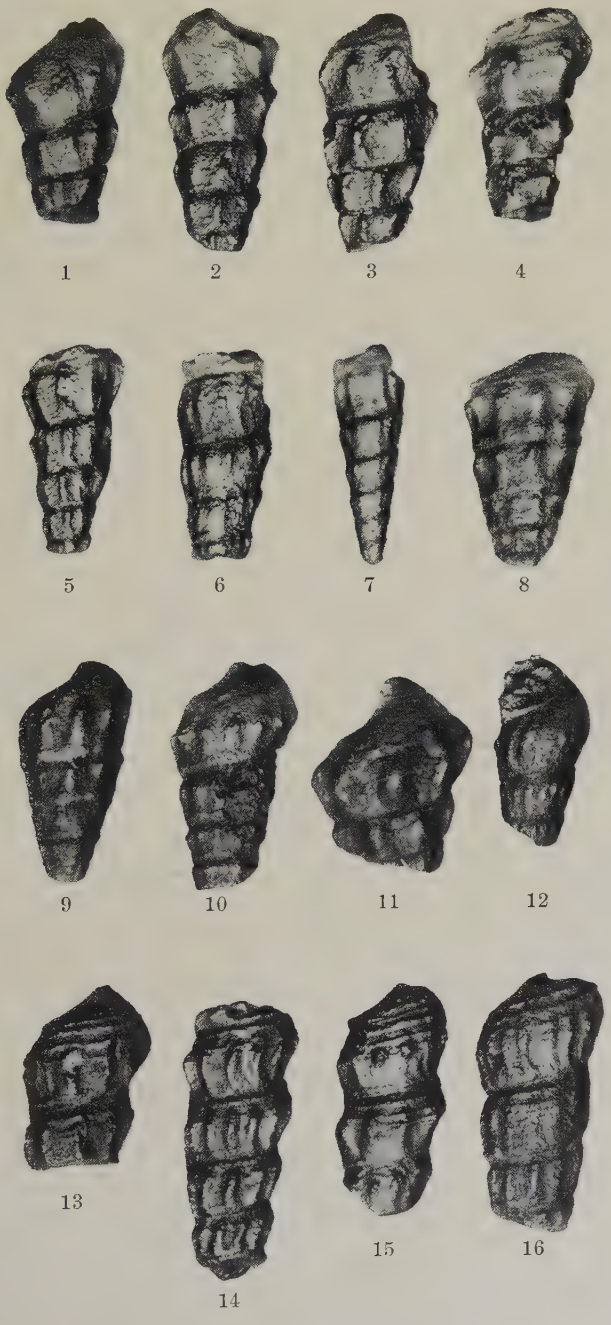
(1) Las llamadas areniscas cretáceas son eogenas, en su inmensa mayoría, si no son miocenas.

EXPLICACIÓN DE LA LÁMINA I

FÓSILES DE CARBAJAL

		Número de colección
1.	*Zygopleura turgida* Bonar	1
2.	— *turgida* Bonar. var. *elatior* Bonar. (*Z.* cfr. *nodulosa* d'Orb.)	2
3.	— *turgida* Bonar. var. *proversicosta* Bonar	3
4.	— *paucinodosa* Bonar	4
5.	— *spinicosta* Bonar	5
6.	— *Cossmanni* Bonar	6
7.	— *Cossmanni* Bonar	6
8.	— *argentina* Bonar	53
9.	— *argentina* Bonar	111
10.	— *insignis* Bonar	112
11.	— *de Carlesi* Bonar.°	113
12.	*Kittliconcha Doelloi* Bonar	54
13.	*Katosira zygopleuroides* Bonar	84
14.	— *zygopleuroides* Bonar. var. *elatior*	10
15.	— *zygopleuroides* Bonar. var. *intermedia*	11
16.	— *communis* Bonar	87

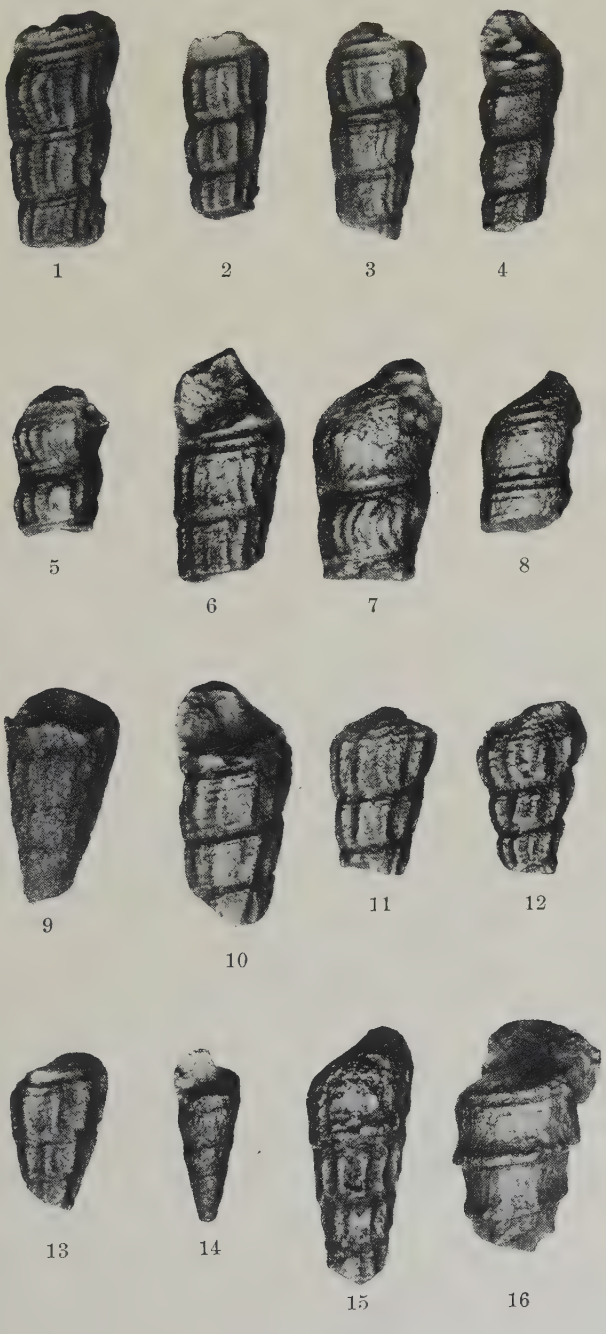
Nota. — Todos los fósiles de las presentes láminas están reproducidos al doble del tamaño natural.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16

EXPLICACIÓN DE LA LÁMINA II

FÓSILES DE CARBAJAL

		Número de colección
1.	*Katosira pseudovetusta* Bonar	127
2.	— *recticosta* Bonar	128
3.	— *carbajalensis* Bonar	130
4.	— *carbajalensis* Bonar. var. *baculoides* Bonar	64
5.	— *carbajalensis* Bonar. var. *ornatissima* Bonar	100
6.	— *carbajalensis* Bonar. var. *alta* Bonar	19
7.	— *carbajalensis* Bonar. var. *angulicosta* Bonar	20
8.	— (?) *dubia* Bonar	21
9.	— *rapidecrescens* Bonar	101
10.	— *clathrata* Bonar	139
11.	— *conoidea* Bonar	141
12.	— *brachyspira* Bonar	20
13.	— *obliquiscosta* Bonar	143
14.	*Anoptychia* f. indet	104
15.	*Hypsipleura* (?) *binotata* Bonar	29
16.	— (?) *Brackebuschi* Bonar	72


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16

EXPLICACIÓN DE LA LÁMINA III

FÓSILES DE CARBAJAL

	Número de colección
1. *Stephanocosmia disputabilis* Bonar	148
2. — *frequens* Bonar	32
3. — *micracantha* Bonar	33
4. — *micracantha* Bonar	150
5. — *tyrsoecina* Bonar	151
6. *Tyrsoecus andinus* Bonar	152
7. — *moniliformis* Bonar	153
8. — *perarmatus* Bonar	37
9. *Doellocosmia Doelloi* Bonar	38
10. *Protofusus carbajalensis* Bonar	154
11. — *saltensis* Bonar	41
12. — *andinus* Bonar	42
13. — *convexigyrus* Bonar	43
14. *Naticopsis andina* Bonar	44

1 2 3 4

5 6 7 8

9 10 11

12 13 14

EXPLICACIÓN DE LA LÁMINA IV

FÓSILES DE MAIMARÁ

		Número de colección
1.	*Zygopleura crassinodis* Bonar	161
2.	— *crassinodis* (?) Bonar	162
3.	— *Scopesi* Bonar	172
4.	— *multicosta* Bonar	173
5.	— *Gallardoi* Bonar	175
6.	— *pustulosa* Bonar	178
7.	— *maimarensis* Bonar	181
8.	*Katosira Longobardii* Bonar	000
9.	— *percrassa* Bonar	184
10.	— *Groeberi* Bonar	187
11.	— *Nagerai* Bonar	188
12.	*Goniospira Ameghinorum* Bonar	204
13.	*Eocerithium* cfr. *potosense* d'Orb	211
14.	— *Holmbergi* Bonar	212

1

2

3

4

5

6

7

8

9

10

11

12

13

14

EXPLICACIÓN DE LA LÁMINA V

FÓSILES DE TRES CRUCES

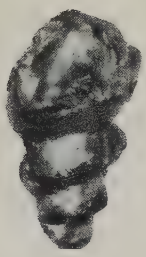
		Número de colección
1.	*Spirostylus elegans* Bonar	243
2.	*Heligmostylus Bonarellii* Cossm	245
3.	*Gonioconcha striata* Bonar	248
4.	— *striato-spinata* Bonar	249
5.	— *spinata* Bonar	250
6.	— *spinata* Bonar. var. *brachyspira* Bonar	252
7.	— *nodosa* Bonar	253
8.	— *nodosa* Bonar. var. *evolutior*	254
9.	*Brachycerithium seminudum* Bonar	257
10.	— *microstoma* Bonar	258
11.	— *intermedium* Bonar	259
12.	— *evolutum* Bonar	260

1

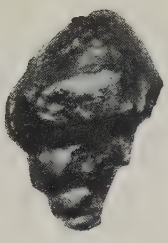
2

3

4



5



6

7

8

9

10

11

12

EXPLICACIÓN DE LA LÁMINA VI

FÓSILES DE TILCARA

			Número de colección
1.	*Brachycerithium*	*majus* Bonar	269
2.	—	*lacrymigerum* Bonar	270
3.	—	*helicoidalis* Bonar	271
4.	—	*ornatissimum* Bonar	272
5.	—	*dupliciornatum* Bonar	273
6.	—	*pauciornatum* Bonar	275
7.	—	*recticosta* Bonar	276
8.	—	*minus* Bonar	277
9.	—	*minus* Bonar	277
10-13.	—	*Feruglioi* Bonar	300, 301

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13

MATERIAS BITUMINOSAS SÓLIDAS

DE LA REPÚBLICA ARGENTINA

Por G. FESTER, F. BERTUZZI y J. GITLIN

---

1. BETUN DE LAS RAFAELITAS

(Ensayos por J. Gitlin)

Las asfaltitas más conocidas y las únicas regularmente explotadas son las Grahamitas y Gilsonitas de los Estados Unidos. Ambos minerales se distinguen considerablemente tanto en el aspecto exterior como en las cualidades físicas y químicas. Mientras que la Gilsonita ofrece el aspecto liso y brillante de la pez, la Grahamita es muy semejante a una hulla, aunque consista como la primera de bitumen casi exento de materia inorgánica. A ese aspecto corresponden también las otras cualidades, es decir la Gilsonita es fusible y soluble en solventes, en contraposición a la Grahamita totalmente infusible e insoluble.

Nosotros hemos estudiado las asfaltitas o rafaelitas argentinas para clasificarlas científicamente bajo los dos tipos arriba mencionados y además con la finalidad práctica de buscar aplicaciones técnicas distintas de su uso como combustible, que no ofrece perspectivas de éxito económico, aun suponiendo que se venzan las dificultades de la construcción de un hogar apropiado (1), porque la situación geográfica de los yacimientos es desfavorable y la existencia de mineral escasa.

Nuestros ensayos han demostrado que algunas clases de las rafaelitas pueden, como la Gilsonita, substituir muy bien las materias bituminosas hasta ahora usadas para fines técnicos en la preparación de lacas asfálticas y el asfalto sírico en la industria gráfica. Por otra parte, no

(1) H. Álvarez, *Combustibles sólidos de la República Argentina. Actas y trabajos del Primer congreso nacional de química*, Buenos Aires, 1920, volumen IV, página 44, etc.

todas las rafaelitas son apropiadas para tales fines y algunas clases tienen más semejanza con el tipo de la Grahamita. Una división neta según uno o otro tipo no es posible, sino existen varios tipos intermedios en cuanto al aspecto exterior, la fusibilidad y la solubilidad. Esta complejidad llega a tal grado que se pueden separar en materiales de la misma procedencia muestras de un sólo trozo y en las cuales hay partes que tienen aspecto asfaltoso, y otras que son más semejantes a una hulla. Como demuestran los ensayos siguientes, corresponde en algunos casos, pero no siempre, a esa diferencia en el aspecto también una diferencia en las otras cualidades, como la fusibilidad, etc. Sin el estudio exacto geológico combinado con el examen físico y químico, es difícil decir, a qué circunstancias se debe la formación de los dos tipos tan diferentes de las rafaelitas.

Según los estudios de varios autores (1), la formación de las «rafaelitas» se debe a la actividad volcánica terciaria de la cordillera. Las masas ígneas penetraron como lacolitos pequeños o de tamaño intermedio o en forma de diques en red más o menos densa en las capas madres generalmente arcillosas y dotadas de una apreciable cantidad de bitumen finamente distribuído. Con su calor elevado, las masas ígneas expulsaron de las rocas madres primeramente el bitumen por destilación, el producto de destilación poco o muy viscoso, según el caso, se acumuló y fué inyectado en las capas del techo, probablemente a causa de las explosiones del petróleo mismo. Durante este proceso puede haberse producido una coquefacción parcial, y si se agrega a este producto una cierta cantidad de materia inorgánica el conjunto puede adquirir el aspecto de una hulla; esto produce a menudo equivocaciones en la clasificación de muestras por pura vía química.

Los ensayos de la fusibilidad fueron ejecutados por calefacción en un tubo de vidrio sobre la llama. Solamente con una muestra ha sido posible aplicar el método usual de la determinacion del punto de ablandamiento de asfaltos, es decir, la temperatura a la cual una pequeña cantidad de mercurio rompe un tapón de la substancia a examinar, siendo esta temperatura muy elevada hemos usado un baño de aceite de parafina en vez del baño-maría, indicado por la receta corriente. La solubilidad fué examinada con benceno y con aguarrás, usando el primer material para la determinación cuantitativa de la materia soluble :

(1) Véase, p. ej., P. Groeber, *Origen del petróleo de Barrancas; deducciones que sugiere su estudio.* Min. agr., Dir. gral. min., geol. e hidrol., Bol. F., número 6.

Procedencia	Aspecto exterior	Efecto de calefacción	Partes solubles
1. Auca Mahuida (Neuquén)....	*a)* Parte hulla, color mate y brillante, de fractura fragmentosa.	Infusible, bastante desprendimiento de agua; se aglomera algo.	99.83 %
	b) Parte como pez, fractura concoidal.	Fusible a alta temperatura (1 a algo menos soluble).	
2. Las Máquinas (Curri Leufu, Neuquén).....	Como hulla, color brillante y mate, en parte grisáceo y ensuciado por materia inorgánica.	Infusible, bastante desprendimiento de agua; no se aglomera.	1.70 %
3. Cerro de la Parva (Neuquén).....	*a)* Parte como pez, fractura concoidal brillante.	Fusible a alta temperatura.	15.94 %
	b) En parte algo más semejante a la hulla, brillante, fractura más fragmentosa.		
4. San Rafael...	*a)* Parte como pez, fractura concoidal brillante	Punto de ablandamiento 168°.	57.40 %
	b) Parte más semejante a la hulla brillante, fractura fragmentosa.	Algo fusible a alta temperatura con poco desprendimiento de agua.	17.90 %

Los datos analíticos, dados por el doctor H. Álvarez, corresponden más o menos a las cualidades arriba descritas. Por ejemplo la rafaelita de Auca Mahuida, la más soluble de todas, tiene también valores muy elevados en cuanto al contenido en materias volátiles (62,42 %) y al poder calorífico (9200 Cal), lo que prueba que consiste de un betún muy puro y poco alterado.

Para los ensayos referentes a la aplicación hemos usado la muestra N° 4*a*. El material en estado de polvo fino fué extraído con cloroformo y la solución fué precipitada con éter para obtener así un producto exento de asfaltos blandos, 4 gramos del precipitado se disolvieron en 100 centigrados de benceno, agregándose además tres cuartas partes de aceite de lavandola. Con esta solución fué cubierta una placa de cinc, la cual, después de secarla en la obscuridad, se exponía durante 6 horas bajo un negativo al sol. Después revelamos la placa con benceno y mordimos con ácido nítrico diluído. Este ensayo prueba que la rafaelita es asimismo sensible a la luz y apropiada para reproducciones gráficas como el asfalto de Siria.

Para obtener una laca asfáltica, hemos fundido 15 gramos de la rafaelita N° 4*a* con 10 gramos de pez de hulla, 10 gramos de resina, 2 gra-

mos de cera y 2 gramos de parafina. Después agregamos 40 gramos de barniz de lino, 2 gramos de azul de prusia y diluímos con partes iguales de aguarrás y benceno hasta obtener la consistencia deseada. Esta laca da una capa homogénea, brillante y resistente sobre cuero de becerro o ternera, asimismo como las lacas preparadas con gilsonita.

2. EL VANADIO EN LAS RAFAELITAS

(Ensayos de F. Bertuzzi)

Cenizas vanadíferas de asfaltitas ya han sido explotadas por el año 1890, cerca de Yauli, en el Perú (1). Más adelante dicha explotación fué abandonada por el descubrimiento de una veta rica de patronita (sulfuro de vanadio) dentro del mismo yacimiento de asfaltita; este sulfuro es actualmente objeto de la explotación por la American Vanadium Co. de Pittsburg. El Vanadio en las asfaltitas argentinas fué descubierto por Kyle (2), el cual encontraba 38,2 por ciento de V_2O_5 en la ceniza o sean 0,24 por ciento de la asfaltitas, con 0,63 por ciento de ceniza.

En comparación con la patronita o también con las vanadinitas de la Sierra de Córdoba, este contenido de vanadio es demasiado pequeño para que se pueda esperar un beneficio económico para una explotación. Únicamente bajo la suposición del empleo previo de la rafaelita como combustible se podría también pensar en un aprovechamiento del vanadio, pero este uso ya tropieza, como hemos mencionado anteriormente, con dificultades técnicas y económicas.

Nosotros hemos estudiado este asunto bajo un punto de vista únicamente científico para contribuir a la solución de la cuestión de donde proviene el vanadio en las asfaltitas. Que la substancia madre, el petróleo, contiene vanadio, ya ha sido probado por Longobardi y Camus (3) para el petróleo de Comodoro Rivadavia. Es conocido que de los petróleos crudos de Méjico se puede obtener algo de este elemento raro. Como muchas arcillas contienen algo de vanadio se ha expresado la opinión que al filtrarse el petróleo por capas arcillosas, algo de arcilla vanadífera se incorpora en estado de suspensión fina. Si esta opinión es justificada, el vanadio del petróleo como el de las asfaltitas debe estar en relación fija con las otras materias inorgánicas, independiente del porcentaje en materia bituminosa.

Para discernir este asunto hemos seleccionado de una sola muestra

(1) Fester, *Die chemische Technologie des Vanadins*, Stuttgart, 1914.

(2) Hauthal, *Revista del Museo de La Plata*, 4, 109, 1892.

(3) *Anales de la Sociedad Científica Argentina*, VI, 72, 284, 1911

de asfaltita (de San Rafael) un pedazo del tipo asfaltoso y otro, de un aspecto más semejante a la hulla, lo que ya indicaba un contenido más elevado en materia inorgánica. En ambos hemos determinado la ceniza por incineración en un crisol de platino y en las dos cenizas fué determinado el contenido en V_2O_5. Fundimos la ceniza en un crisol de níquel con bióxido de sodio, dissolviendo después la masa fundida en agua; luego filtramos y acidulamos con ácido clorhídrico concentrado. Después de agregar agua oxigenada comparamos por medio del colorímetro la coloración roja (producida por el ácido pervanádico) del líquido con una solución tipo de 9,5 mg de V_2O_5 por centígrado. Los resultados obtenidos son los siguientes:

1. Rafaelita asfáltica :	
Ceniza	0.250 %
V_2O_5 en la ceniza (límite de error 1 % de V_2O_5).	44.08
V_2O_5 de la substancia entera	0.1102
2. Rafaelita hullosa :	
Ceniza	0.515
V_2O_5 en la ceniza	21.43
V_2O_5 de la substancia entera	0.1098

De estos ensayos resulta que el vanadio de las rafaelitas es más o menos proporcional a la substancia bituminosa e independiente de otra materia inorgánica. Para contestar a la pregunta, en qué forma se encuentra el vanadio en las asfaltitas como en el petróleo primitivo, hay que tener en cuenta las características de los yacimientos peruanos, anteriormente mencionados, y las de los petróleos mejicanos. La veta de patronita dentro de la asfaltita prueba que también en ésta, el vanadio se encuentra pro-bablemente, en forma de sulfuro. Todavía más concluyentes son los ensayos de la Bergin Gesellschaft, en Mannheim (Alemania), que ha purificado petróleos mejicanos para su conversión ulterior catalítica en nafta. Esta purificación se ha hecho con absorbentes los cuales, además de eliminar el azufre, absorben también todo el vanadio. De esto resulia que el vanadio se encuentra en el petróleo casi con seguridad en estado de sulfuro en solución coloidal.

3. EL BETÚN EN LOS LIGNITOS DE LA REPÚBLICA ARGENTINA

(Ensayos de J. Gitlin)

Es conocido que algunos lignitos europeos como americanos tienen un porcentaje elevado de materia bituminosa, de modo que exponiéndolos a la destilación destructiva se obtiene una cantidad considerable de alquitrán, el cual, en el caso que la temperatura de destilación no sea

demasiada alta, tiene bastante semejanza con el petróleo crudo. De los lignitos sudamericanos una clase del Brasil da también un rendimiento muy elevado en alquitrán — hasta 20 por ciento, — y recientemente han sido estudiado los lignitos chilenos por Krassa (1), el cual encontraba entre 8, 4 y 19, 7 por ciento de alquitrán.

Nosotros hemos estudiado algunos lignitos de la República Argentina, para determinar si una destilación de estos materiales podría dar un resultado económico. Efectuamos la destilación cada vez con una prueba de 50 gramos de material pulverizado, usando la retorta de aluminio de Franz Fischer (Mühlheim, Alemania), que permite alcanzar una temperatura de unos 500°. El destilado, agua más alquitran, fué pesado, y el agua fué determinada por destilación con xilol, calculando después el rendimiento en alquitrán por diferencia. Además ha sido determinado el contenido de ceniza para obtener un criterio sobre el valor del producto como combustible. Los resultados han sido los siguientes:

Procedencia	Agua	Alquitrán	Ceniza
Nahuel Huapí (Río Negro)	2.2	5.40	25.86
Epuyen (Chubut)	14.0	4.78	17.60
Bahía Slogett (Tierra del Fuego).....	21.20	6.20	16.80
Minas Loreto (Punta Arenas, Chile)..	21.20	6.94	16.16

Con objeto de comparación hemos destilado también un esquisto carbonoso del Rhético de El Tala (oeste del Cerro de la Gloria, Mendoza), que daba 4,5 por ciento de agua, 3,25 por ciento de alquitrán y 75,4 por ciento de ceniza. Este alquitrán, destilado en un balón, daba hasta 350° 30,54 por ciento de aceites, los cuales contenían 4,0 por ciento de fenoles.

De estos ensayos resulta que los productos más ricos en alquitrán son los lignitos de Tierra del Fuego, que se acercan ya algo al tipo Chileno. Sin embargo, el rendimiento en alquitrán no es tan elevado como para poder esperar un resultado económico de una destilación seca, teniendo en cuenta, ademas, que el coque formado no es bastante aglomerado y contiene demasiada ceniza para que pueda servir para fines metalúrgicos. Tampoco se puede recomendar una destilación de los esquistos carbonosos del Rhético como de los esquistos bituminosos del jurásico superior, porque gracias a las riquezas grandes y en parte todavía no explotadas de petróleo no hay necesidad de recurrir a aquellos materiales pobres en betún, como se ha hecho en algunos países europeos menos favorecidos con yacimientos petroleros.

(1) *Zeitschrift für angewandte Chemie*, 38, página, 378, 1925

RESULTADOS DE UN VIAJE DE ESTUDIO GEOLÓGICO

A LA SIERRA DE LOS LLANOS (Prov. de LA RIOJA)

COMUNICACIÓN PRELIMINAR

(Con 2 láminas)

Por B. v. FREYBERG

La sierra de Los Llanos se eleva bruscamente con márgenes abruptos sobre la llanura del sur de la provincia de La Rioja, entre las líneas férreas de Serrezuela a La Rioja y de Serrezuela a San Juan. Su superficie no demuestra ninguna división morfológica, es un cuerpo o porción elevada entre zonas de perturbación de un cuerpo de edad joven. La elevación debe haberse verificado en varias etapas; asi, pues, en plena montaña en la superficie igualada el basamento cristalino aparece en amplias áreas y en el Vorland está cubierto por depósitos más jóvenes bajo los cuales hay que esperarlo recién a considerable hondura. El último ascenso es muy joven y tal vez se haya prolongado hasta el Pleistoceno. A pesar de que el salto o escalón marginal importa varios cientos de metros, el recorte de las antiplanicies y la múltiple incisión de sus bordes se encuentran en su estado más inicial.

Una rama occidental de la sierra de Los Llanos es la sierra de Malanzan, y entre ambas se extiende una ancha región baja, la cuenca de Solca, la cual está ocupada por depósitos permo-triásicos. En el interior de ella éstos descansan llanamente y se levantan pronto hacia los márgenes, los que no son márgenes primarios. En los tres ángulos de la cuenca, donde el espacio entre las masas cristalinas se estrecha por los movimientos tectónicos, las condiciones de yacimiento son, sin embargo, más complicadas. Ante todo en las depresiones tectónicas de Olta y en el paso de Malanzan hay compresión, plegamiento y levantamiento de los más viejos sedimentos. En la amplia cuenca del río Anzulón hay sólo más pequeñas perturbaciones y los flancos del valle, con seguridad los del oeste, probablemente también en gran parte los del este, son márgenes

de una débil depresión que después fueron más arqueados. Afuera de estas honduras y bajos entre viejos núcleos de montaña las capas permo-triásicas acompañan al margen oriental de la sierra. En el norte ellos dan contra una falla sin que su basamento haya podido hasta ahora ser establecido. Hacia el sur se elevan lentamente, de modo que cerca de Olta su estratificación sobre granito gnéisico y rocas de su contacto puede estudiarse en un abovedamiento menor. Hacia el sur disminuye contínuamente el quebrado relieve del margen y termina con una bóveda que se eleva con flancos completamente regulares entre Olta y la Pampa de Anzulón.

El estudio de las estratificaciones permo-triásicas y la división de las mismas fué el principal propósito de mi viaje a esta región desde últimos de agosto hasta fines de septiembre de 1925. El mapa de Brackebusch consigna el conjunto de todos los sedimentos como Rético (?). Recien por las investigaciones de Bodenbender (1) se tuvo más profundo conocimiento de esta sucesión de capas. En numerosos puntos logró él coleccionar importantes restos de plantas fósiles, que fueron determinadas por Kurtz (2) y a él se debe el haber proporcionado la primera prueba de que una gran parte de los sedimentos tiene que ser de edad pérmica. A toda la serie de sedimentos dió Bodenbender el nombre de « Estratos de Paganzo » dividiéndola en las secciones I^{a} a III^{a} y, según su definición, ellas comprendían el Pérmico y el Triásico con exclusión del Rético. Con ello fué hecha la base para ulteriores estudios. Debe además recordarse que Keidel (3) llevó a cabo una comparación de las plantas según las determinaciones de Kurtz, con otras floras pérmicas, y así estableció que el Pérmico inferior y el superior deben existir en la sierra de Los Llanos. La interpretación de Keidel concuerda bien respecto de la posición estratigráfica de los correspondientes puntos. También por su aspecto las capas son diferentes. Las areniscas y conglomerados de Aguadita (Pérmico inferior, Keidel) pertenecen a una serie más común de tales rocas de color gris, las cuales en todas partes donde los perfiles son completos forman la sección más inferior, y las capas de plantas de arroyo Totoral (Pérmico superior, Keidel) yacen en rocas rojo obscuras que siempre pueden ser distinguidas de las anteriores.

En el arroyo Totoral tenemos el perfil completo de estas capas rojo-obscuras. El basamento se compone de granito junto con esquistos y grauvacas afectados por metamorfismo de contacto, sobre cuya superficie

(1) *Constitución geológica de la parte meridional de La Rioja y regiones limítrofes,* en *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias en Córdoba,* tomo XIX, entrega I, 1911.

(2) *Atlas de plantas fósiles de la República Argentina,* Córdoba, Actas VII, 1921.

(3) *Sobre la distribución de los depósitos glaciares del Pérmico,* Ibídem, Boletín, XXV, 1922.

denudada se han asentado en discordancia conglomerados y areniscas de color rojo obscuro.

Ambas formaciones litológicas alternan irregularmente y con estratificación diagonal y se manifiestan como depósitos claramente fluviales. En dicho lugar esta sección se divide en una parte inferior y una superior separadas por una zona de varios metros de espesor de areniscas grises, esquistos y bancos margosos en los cuales se hallan los restos de plantas. Todos los yacimientos de plantas fósiles pertenecen a este horizonte.

Lejos hacia el norte, desaparece esta capa intermedia. Los conglomerados se hacen más potentes, sus componentes a veces muy gruesos y los sólidos bancos forman bloques enhiestos. Al norte de Unquillar se superponen, en forma de bancos, areniscas rojas con estratificación diagonal y arcosas que en su parte inferior contienen rodados, pero que sólo pueden pertenecer al Triásico. Si se remonta el valle del río Sunchal se llega a una prominente colina de granito que está cortada por el río. Allí el Triásico descansa directamente sobre el granito. Una prominencia de la base cristalina completamente parecida se encuentra en frente en el costado del valle.

El Triásico toma la mayor parte de la cuenca de Solca y en los bordes limita en muchas partes con el basamento viejo, sea en fallas, sea en superficies de recubrimiento. La sección inferior está siempre formada de areniscas rojas en gruesos bancos que a menudo se presentan muy salientes porque las intercalaciones más blandas son profundamente rebajadas por la acción del viento. En el interior de la cuenca estas capas son cubiertas por rocas arenosas finas rojas en delgadas estratificaciones, las cuales ya producen un claro contraste por las formas redondeadas de sus superficies. En las mismas hay intercalados pequeños bancos de 10 a 30 centímetros de espesor de calizas cristalinas rojizas. Se trata, según parece, de las capas que Bodenbender designó como Paganzo II. Ellas son provisoriamente incluídas en el Triásico.

Como substrato o yaciente del Triásico se hallan cerca de Solca, lo mismo que en el norte y noreste (Arado-Chimenea) conglomerados de color particularmente violeta. Sus rodados constan, más que todo, de granito y alcanzan todas las dimensiones hasta dos metros de diámetro, en algunos puntos se presentan filitas verdes en apreciable número. El cemento que puede crecer a modo de masa fundamental es desmenuzamiento o escombro granítico. Con estos conglomerados están íntimamente ligadas, a menudo en buena estratificación y también con bruscos ensanchamientos o terminaciones en cuña, areniscas violetas o grises y arcosas. Además, ellos contienen, en el oeste de Solca, en el paso hacia Malanzan, rodados de areniscas grises como los que también son frecuentes en los conglomeradores del Pérmico superior en el río Anzulón.

El yaciente de esta serie de capas está formado en el Paso de Malanzán y en el valle al norte de Agua Negra por conglomerados y areniscas grises de notable espesor.

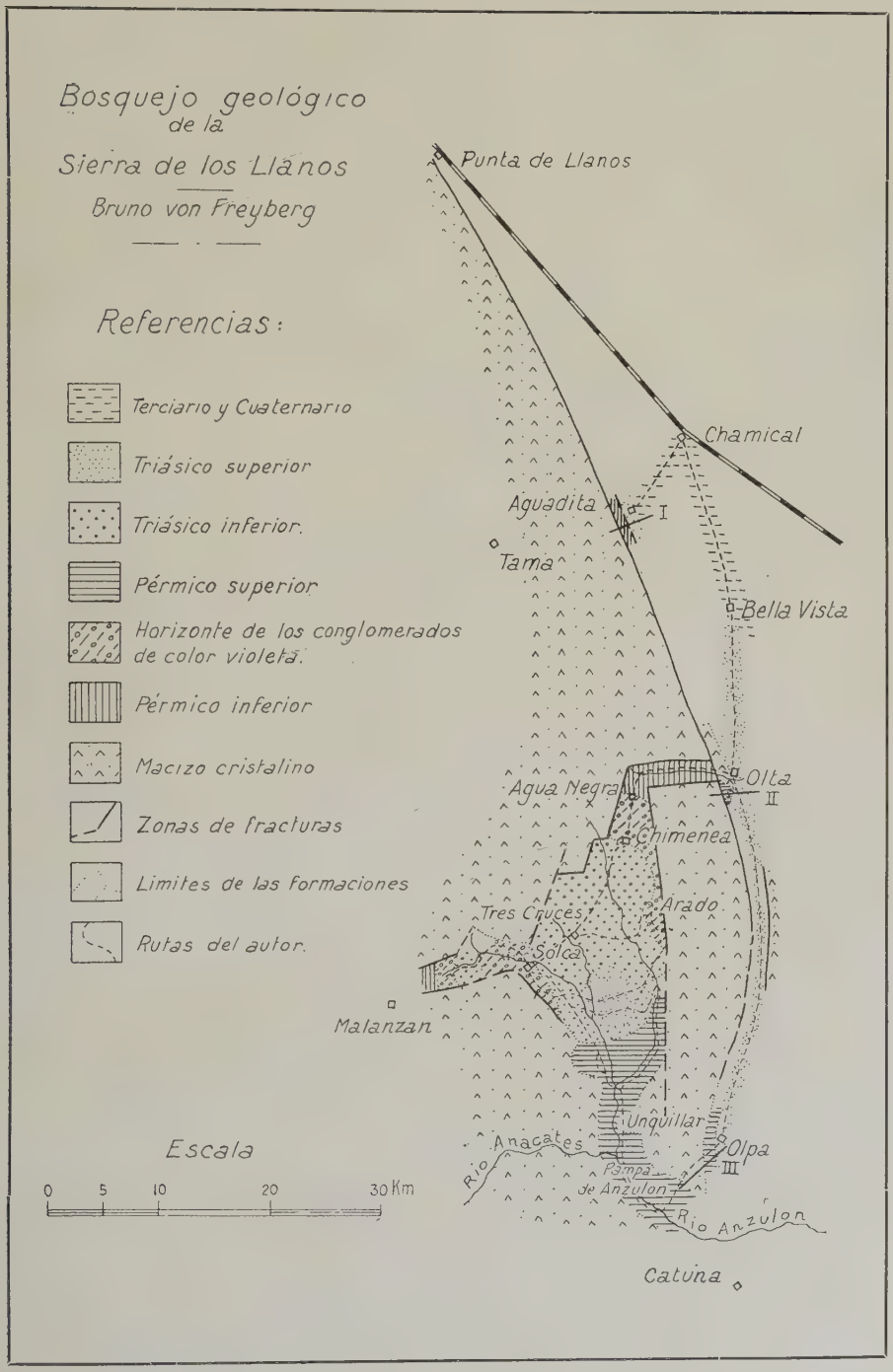
En este horizonte suelen hallarse formaciones carbonosas, bancos negros hasta de un metro de potencia que llegan a tener delgadas lentecitas de carbón puro; pero, por lo demás, dichas formaciones están tan mezcladas con impurezas inorgánicas que apenas merecen el nombre de esquistos carbonosos. Esta parte puede tomarse sin titubear como Pérmico inferior. Esto resulta de su posición profunda debajo del Triásico. Además, ellas se parecen completamente a las capas grises que afloran en Aguadita, que contienen también un manto de carbón, si así puede llamarse, y que han sido consideradas por Keidel como Pérmico inferior basándose en las colecciones de plantas fósiles de Bodenbender (mi material no ha sido aún clasificado). Debe hacerse resaltar que en Aguadita en el techo de estas capas sigue inmediatamente el Triásico. Una morena en esta serie no ha llegado a comprobarse.

Permanece obscura la posición de la zona de los conglomerados violeta. En la base del Triásico existe, como es sabido, una discordancia. Ellos pueden entonces todavía pertenecer al Pérmico inferior, sin embargo pueden también representar los conglomerados del Pérmico superior del río Totoral en otra facie. Para ambas interpretaciones se podrían aportar argumentos, los que, no obstante, no son decisivos.

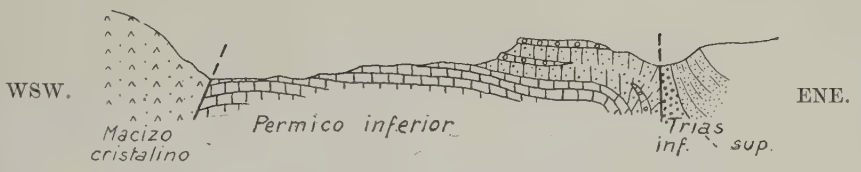
En todo caso ofrece interés la súbita aparición de los rodados de arenisca gris que parecen faltar en la serie de los conglomerados grises y y los enormes bloques. Ambas cosas podrían ser consideradas en conexión con la discordancia interpérmica. Por otra, parte la repartición completamente irregular de grandes y pequeños rodados produce en algunos lugares un aspecto semejante al de las morenas. A pesar de la cuidadosa atención no pudieron, sin embargo, ser comprobados rodados estriados, y muchos bancos son seguramente fluviales, como resulta de la posición de los rodados aplanados. La cuestión debe, por ahora, dejarse sin solución.

En el margen externo de la sierra el desarrollo es muy semejante. El Pérmico inferior fué encontrado solamente en Aguadita, tiene sin embargo en la parte norte de la zona marginal mayor extensión. Las más grandes superficies del Vorland las ocupa, según parece, el Triásico. Se le puede estudiar bien especialmente en los alrededores de Olta. La sección inferior consta otra vez de las areniscas rojas duras que se depositaron sobre una clara superficie de erosión. El basamento está formado por el granito con su envoltura de contacto (micacitas, rocas córneas, esquistos nodulosos), por el Pérmico superior cuyos conglomerados comienzan escaseando y crecen súbitamente, habiéndo además, escapado a la erosión en algunos bolsillos; y, finalmente, por areniscas amarillas grisáceas que en Los Talas, en la entrada de la quebrada hacia Agua Negra,

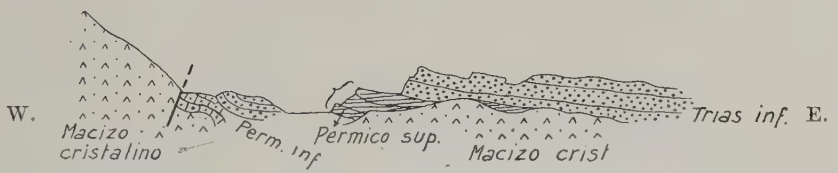
cubren a los esquistos nodulosos y son verosímilmente del Pérmico inferior. La sección superior forma las características lomas coloradas del Vorland, en cuyas barrancas las formaciones muy arcillosas de grano fino alternan con rocas blancas resistentes, que producen escalones. Éstas tienen una estructura semejante a la oolítica y su naturaleza todavía no ha sido investigada. Entre Olta y Olpa estas rocas están ampliamente extendidas, pero también fueron en muchas partes observadas areniscas rojas, lo que en la escala del mapa no se ha podido representar.


Bosquejo geológico
de la
Sierra de los Llanos
Bruno von Freyberg
Referencias:
Terciario y Cuaternario
Triásico superior
Triásico inferior.
Pérmico superior
Horizonte de los conglomerados de color violeta.
Pérmico inferior
Macizo cristalino
Zonas de fracturas
Limites de las formaciones
Rutas del autor.
Escala
0 5 10 20 30 Km
Punta de Llanos
Chamical
Aguadita
I
Tama
Bella Vista
Olta
II
Agua Negra
Chimenea
Arado
Tres Cruces
Solca
Malanzan
Unquillar
Olpa
III
Anacates
Pampa de Anzulon
Rio Anzulon
Catuna

Perfil I. (Aguadita)



Perfil II. (Olta)



Perfil III. (Olpa)

OBSERVACIONES GEOLÓGICAS

EN LA

REGIÓN DE LAS ÁGATAS DE LA SERRA GERAL

(RIO GRANDE DO SUL, RRASIL)

(Con 6 láminas)

Por B. v. FREYBERG

I. Introducción. — II. Resumen de la constitución geológica de Rio Grande do Sul. — III. Bibliografía geológica de las regiones recorridas. — IV. Descripción de los itinerarios : *a)* Los alrededores de Santa Cruz; *b)* Santa Cruz - Boqueirão; *c)* Minas de ágata sobre el río Forquetinha; y Arroyo Constantino. — *d)* Los alrededores de Santa María da Bocca do Monte. — V. Los fenómenos de contacto de las rocas eruptivas. — VI. Sobre la formación y el aspecto de las ágatas : *a)* Perfiles; *b)* Forma de las burbujas; *c)* Relleno de las burbujas. — VII. Noticias sobre la propagación ulterior del Triásico. — VIII. Investigaciones microscópicas de algunas muestras de rocas eruptivas (por el Dr. I. Schultzky). — IX Explicación de las láminas.

I

Introducción

Durante mi viaje de estudios geológicos por la América del Sud he cruzado Río Grande do Sul, el estado más meridional del Brasil, en el tiempo desde principios de julio hasta principios de agosto del año 1925. Después de una visita a los depósitos carboníferos pérmicos, sobre la cual comunicaré mis observaciones en otra parte, me he dirigido hacía la Serra Geral para investigar los yacimientos de ágata y de cristales de cuarzo, exportados desde decenios atrás a Oberstein-Idar para su elaboración y sobre cuyos criaderos no se ha dado a conocer nada todavía. Como punto de salida he tomado la colonia alemana de Santa Cruz, don-

de he encontrado entre mis compatriotas todos los consejos y apoyos que facilitan tanto los viajes en un país ajeno (1). Desde aquí he viajado hacia el Norte hasta cerca de Soledade. Con el fin de hacer comparaciones, he quedado más tarde algún tiempo en Santa María, donde han sido formados cortes fácilmente accesibles, debido a la construcción del ferrocarril que conduce encima de la Serra. Con el ferrocarril he llegado finalmente al Río Uruguay, en Uruguayana, donde he pasado por la frontera a la Argentina.

Con excepción de los trabajos dedicados a los yacimientos carboníferos y algunas otras comunicaciones breves que se refieren casi unicamente a la zona de Santa María, no existen publicaciones sobre la geología de las regiones recorridas. Resulta entonces, que no es factible dar para esta zona una descripción geológica que abarque todos los problemas, pues las observaciones se restringen sobre la línea del itinerario, pero por otra parte, su publicación puede justificarse por la contribución al conocimiento de este país. Es de lamentar no disponer de una buena base topográfica para poder presentar las observaciones geológicas. No tomando en consideración los mapas antiguos, disponemos de dos obras topográficas:

1. *Carta internacional do Mundo,* 1: 1 000000, Zona do Brazil. Edición provisoria de Sudamérica. Verlag Dietrich Reimer, Berlin. Para Río Grande do Sul se puede consultar las hojas: Asunción, Curátyba, Uruguayana, Porto Alegre y Lagõa-Mirim. Tomando en cuenta, los datos fragmentarios que tenían que servir para la recopilación de este mapa, no es de extrañar que solamente pueda proporcionar un concepto general.

2. *Mapa geographico do Estado do Río Grande do Sul.* Escala 1: 750000. Edición Livraria Selbach de I. R. da Fonseca e Comp. Porto Alegre. El mapa puede utilizarse solamente como mapa mural, mostrando en colores bonitos la delineación mutua de los municipios. La configuración de las serranias y valles no es siempre concisa. Otro mapa publicado algo más anteriormente, de ejecución parecida, no ofrece mayor exactitud a pesar de su escala 1: 500000.

En los últimos tiempos algunos municipios empezaron a editar mapas de sus territorios en escala 1: 100000. Donde existe una repartición en colonias, se había utilizado los planos catastrales. Tales mapas he visto de los municipios: Pelotas, Estrella, Venancia Ayres. El mapa de Santa Cruz, 1:80000 era todavía en imprenta durante mi estada; el señor E. Riedl era tan amable remitirme luego un ejemplar a Alemania.

(1) Agradezco especialmente la atención del señor E. Riedl, propietario y editor del diario alemán *Kolonie*, y del señor Hennigsen, cuya casa comercial se ocupa especialmente de la explotación de la ágata.

II

Resumen de la constitución geológica de Río Grande do Sul

Daremos solamente una recopilación breve, encontrándose en los siguientes cuatro trabajos comunicaciones detalladas junto con indicaciones blbliográficas:

I. C. White, *Relatorio Final (Commissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brasil)* Río de Janeiro, 1908. (Obra fundamental).

E. P. de Oliveira, *Regiões carboniferas dos Estados do Sul.* Río de Janeiro 1918.

I. C. Branner, *Outlines of the geology of Brasil to accompany the geologic Map of Brasil, Bulletin of the geological society of América,* vol 30 1919.

A. Betim Paes Leme, *Evolucão da estructura da terra e geología do Brasil. Vistas atravás das colleecões do Museo nacional,* Río de Janeiro, 1924.

El lecho de Río Grande do Sud está formado por granito y esquistos cristalinos. En el sudeste asoman en la superficie por grandes extensiones y están cubiertos por depósitos permotriasicos, los cuales (según el mapa de Branner) se pierden en una curva amplia, fijada por los puntos Torres, Estrella, Santa María, Rosario, Livramento). Dentro de esta curva se han conservado solamente aislados restos de estos sedimentos que han podido escapar a la acción de la erosión. La clasificación de estos estratos está indicada en el siguiente cuadro:

Formación	Clasificación según White		Clasificación según Oliveira		Espesor White (m)	Espesor Oliveira (m)
Triásico	Estratos de São Bento	3. Rocas eruptivas de la Serra Geral.	Serie de Rio Bento	2. Rocas eruptivas de la Serra Geral.	600	600
		2. Areniscas de São Bento.		1. Arenisca de Botucatú.	200	200
		1. Estratos de Rio do Rasto con huesos fósiles cerca de Santa María da Bocca do Monte.			100	
Discordancia ?						
Permo-carbonífero	Estratos de Passa-Dois		Serie de Passa-Dois	4. Serie de Rio Rasto (con huesos fósiles y Glossopteris)		100
		3. Caliza de Rocinha.		3. Caliza de Rocinha.	2	3
		2. Estratos de Estrada Nova.		2. Estratos de Estrada Nova.	150	150
		1. Pizarras de Iraty.		1. Grupo de Iraty.	70	70
	Estratos de Tubarão	4. Pizarras de Palermo.	Serie de Tubarão	2. Grupo de Palermo.	90	90
		3. Pizarras de Rio Bonito (con capas carboníferas.)		1. Grupo de Bonito (con capas carboníferas).	158	180
		2. Conglomerado de Orleans.	Serie de Itararé	1. Conglomerados, estratos arenoso-arcillosos, depósitos glaciales y fauna marina.	5	
		1. Areniscas amarillas y Pizarras.			27	350

En la historia geológica se destacan dos discordancias:

1ª La sedimentación discordante del permo-carbonífero sobre la base cristalina;

2ª La discordancia que evidentemente existe entre el pérmico y el triásico. Se destaca sobre todo en el mapa de Branner que demuestra que el triásico al sudeste de Bagé descansa sobre el pérmico antiguo, y que el pérmico superior se intercala recién en el noroeste, en conexión con los perfiles más completos de Santa Catalina.

Hay que observar que falta todavía una investigación sistemática y exacta del país, y que la clasificación de los estratos se basa sobre un número relativamente reducido de levantamientos de perfiles. Se puede esperar pues algunas modificaciones.

La geología se refleja además en el aspecto del paisaje. Distinguimos:

a) El campo, las lomas suavemente onduladas, que ocupan el sur, en el este sobre todo la región del basamente cristalino;

b) La Serra Geral, quiere decir la pendiente abrupta de la región de mesetas, compuestas por rocas triásicas, a menudo recortada y dividida;

c) La meseta misma, una antiplanicie poca recortada, denominada también « Serra » por los habitantes de la zona del campo.

El borde de la « Serra » que desvía al norte de Porto Alegro de la Serra do Mar hacia el oeste, pierde paulatinamente en altura, de manera que la superficie de la meseta al oeste de Cacequy pasa insensiblemente a la zona de los campos.

El trabajo siguiente se ocupa únicamente con la clasificación del triásico.

III

Bibliografía geológica de las regiones recorridas

La bibliografía que se ocupa de las regiones recorridas mismas, es más limitada todavía que la que trata sobre Río Grande do Sul. Las publicaciones que merecen mención por el interés que ofrecen, se refieren exclusivamente a los alrededores de Santa María, visitados a menudo por ser fácilmente accesibles y a los hallazgos de huesos en el triásico inferior.

1827 (1830). Weiss, *Ueber das südliche Ende des Gebirgszuges von Brasilien in der Provinz S. Pedro do Sul und der Banda Oriental oder dem Staate von Monte Video; nach den Sammlungen des Herrn Fr. Sellow, Abhandlungen der Akademie der Wissenschaften, Berlin.* Las muestras de la colección grande, que había mandado Sellow a Berlín, están enumeradas, por orden de los itinerarios. De nuestra región (Santa María) se menciona especialmente areniscas, las cuales se atribuyen al terciario. Al principio del trabajo se da una breve recopilación sobre la constitución de la región.

1889. Max Beschoren, *Beiträge zur näheren Kenntnis der brasilianischen Provinz São Pedro do Río Grande do Sul. Petermann's Mitteilungen, Ergänzungsheft* n° 96. El motivo del viaje del autor, han sido levantamientos topográficos; da una buena descripción de los itinerarios, de lectura provechosa aún hoy todavía. No informa sobre cuestiones geológicas, pero comunica algunos datos estadísticos sobre la producción de ágata en el municipio de Passo Fundo.

1891. Alfred Hettner, *Das südlichste Brasilien. Zeitschr. d. Gesellsch. f. Erdkunde zu Berlín,* tomo XXVIII, páginas 85 a 144. Esta monografía empieza con un capítulo sobre la constitución y superficie de la región. Para nuestros fines especiales nos interesa. sobre todo, la descripción del borde de la « Serra ». Se lo interpreta como producto de denudación, llamando la atención sobre la posibilidad de que los mantos eruptivos no se hayan extendido tanto hacia el sur, y que allá las rocas menos potentes y resistentes pueden haber sido destruídas más rápidamente.

1898. Joseph v. Siemiradzki, *Geologische Reisebeobachtungen in Südbrasilien Sitzungsbericht der mathematisch-naturwissenchaftl. Klasse der Kais. Akademie der Wissenschaften in Wien,* tomo CVII, Abt. I, páginas 23 a 39. El autor describe areniscas de color rojo de sangre, conglomerados y pizarras en posición generalmente horizontal, a lo largo de la vía del ferrocarril Porto Alegre-Uruguayana, y al norte de Santa María. Desde el último lugar se menciona una gran dislocación, que debe venir desde Porto Alegre, y formar el borde de la «Serra» hacia la pampa como línea de fractura tectónica. La sucesión de los estratos en el borde de la «Serra» está descrito como sigue:

4. Toba melafírica, arriba alterada en limo rojo;

3. Arenisca eólica, colorada, de grano fino, con intercalaciones de arcilla. Hacia abajo pasa a

2. Arena suelta gris amarillenta;

1. Arenas manchadas coloradas, blancas y grises.

Estos estratos cruzan hacia el norte. Al sur de la falla y encima de las areniscas deben existir margas abigarradas que pasan a conglomerados. La altura de la fractura se aprecia en unos 400 metros por lo menos.

La edad de los estratos está indicada como «triásica (?) o mejor dicho mesozoica». De la misma edad se considera las rocas eruptivas básicas.

1922. Emil Vogel, *Geologische Skizze von Santa Cruz. «Kolonie»,* n° 104, año 31 (Periódico alemán editado en Santa Cruz). Festausgabe vom 9. September. Explicación general y popular de la formación de las areniscas coloradas, mantos eruptivos y nódulos de ágata, acompañada de una interpretación del aspecto del paisaje.

1925. Luiz Englert, *Bosquejos mineralógicos e geológicos. Egatea,* revista da escola de Engenharia de Porto Alegre, tomo X, n° 2. Aquí se publica una investigación microscópica aceptable de un meláfiro de la región de las ágatas (lástima que no lleva el punto de hallazgo exacto). Se da las figuras de algunas drusas de cristales de la colección de la escuela de ingeniería, entre las cuales las seudomorfosis de cuarzo según calcita despiertan especialmente nuestro interés.

IV

Descripción de los itinerarios

a) LOS ALREDEDORES DE SANTA CRUZ

Como ya menciona E. Vogel, Santa Cruz debe su importancia a su posición económico-geográfica favorable, relacionada íntimamente con la constitución geológica. En el norte se extiende el borde de la Serra del

naciente al poniente, recortado por la erosión y dividido en numerosas lomas y espolones. Entre estos se extienden los valles, cuyas vías de comunicación se reunen, cerca de Santa Cruz, con el camino que corre con rumbo este-oeste al pie de la serranía. El borde de la Serra, propiamente dicho, formado por la masa eruptiva continua encima de la arenisca colorada triásica, queda ubicado más hacia el norte. Pero se han conservado trozos apartados más al sur, los cuales indudablemente estaban reunidos con el altiplano y que han sido separados de él por la erosión. Se destaca sobre todo el Botucarahy al oeste de Santa Cruz, cuyo pie se compone de arenisca triásica, sobre la cual descansa, con pendiente abrupta, un manto melafírico como sobreviviente a la erosión. En los alrededores más cercanos de Santa Cruz se encuentra en todas partes la arenisca triásica. No obstante se puede alcanzar a ver y a observar también su techo con algunas breves excursiones.

La arenisca colorada, que aflora ya en Río Pardo, está puesta al descubierto en el peñón cerca de Santa Cruz en canteras situadas al oeste del camino que va a Río Pardo. En el yaciente de las areniscas se nota arcilla roja, con capas verdes, una coloración secundaria que además se observa a lo largo de grietas que la atraviesan. La arenisca se disgrega en bloques grandes, cuya superficie es paralela a la estratificación diagonal gruesa, de manera que la masa entera de la roca se fracciona en lajas cuneiformes. También dentro de los bancos gruesos, la estratificación diagonal, a menudo muy fina, es un fenómeno común. Sobre los planos de estratificación se observa marcas de olas (« ripple marks ») de una nitidez excepcional. La arenisca es de color carne, y tiene fractura semi-granulosa, es decir, el plano de fractura afecta solamente una parte de los granos, mientras los demás no se quiebran. Los primeros aparecen como puntitos finos blancos. La roca es esencialmente de grano fino, el corte microscópico enseña granitos de cuarzo bien redondeados, cubiertos en su superficie por una capita fina de limonita. Encima de esta película se adhieren costras delgadas de silice, por parte en fibras verticales a la superficie (¿ calcedonia ?). Los intersticios quedan vacíos o están rellenados por un cuarzo de birrefringencia apenas visible debido a una impregnación con impurezas pulverulentas. Mica y granos de una cuarcita finamente cristalina son componentes accesorios.

Otras canteras en la arenisca triásica están ubicadas en las serranías al oeste de Santa Cruz, (« Picada de Salvación »). Aquí nos encontramos ya en la cercanía de los mantos eruptivos, como resulta del siguiente perfil que aflora :

0,30 metros, rodados de arenisca.

0,20-0,30 metros, arenisca cocida dura (zona de contacto).

De gran espesor: areniscas más blandas.

En las capas superiores y por grietas penetraron soluciones que im-

pregnaron las partes más gruesas y permeables para el agua con infiltraciones de sales de hierro y manganeso que se depositaron formando cintas. Estas cintas faltan en la parte inferior del corte. La arenisca es de color carne claro, tiene un grano muy fino hasta medianamente grueso con estratificación diagonal. En los planos de estratificación de la arenisca fina se han acumulado a menudo granos mayores, entre los cuales, además del cuarzo, se destacan astillas obscuras de minerales y rocas; todo está bien redondeado. Entre los bancos están intercaladas capas de varios metros de espesor, que son completamente ablandadas. También aquí la estratificación diagonal es un fenómeno frecuente.

En el camino que baja a Santa Cruz se nota que esta arenisca colinda por una falla con una toba melafírica o meláfiro descompuesto. En esta roca blanda se ven mantos y vetas de meláfiro duro y un filón estratiforme (o filon-capa), cuyas salbandas están formadas, por un cuarzo denso, parecido a un ágata, adhiriéndose por ambos lados cristales de cuarzo, reunidos hacia adentro por el crecimiento. El espesor mayor fué medido en 6 centímetros, el corte longitudinal alcanzó varios metros (lám. III, fig. 2). *En la dirección del rumbo, la veta estratiforme del cuarzo pasa a un meláfiro, de grano grueso que envuelve nódulos de cuarzo parecidos a una ágata.*

En el yaciente de la roca blanda, que incluye las vetas, se observa un meláfiro con burbujas en su base. Debajo hay otra vez areniscas.

Resumiendo lo expuesto sobre la constitución geológica general de los alrededores de Santa Cruz, llegamos a la conclusión de que, el borde de la Serra con sus contornos recortados, debe su actual forma y posición indudablemente a la erosión. Por otra parte, la posición del límite entre arenisca y meláfiro en diferentes alturas debe ser considerada como una consecuencia de movientos tectónicos.

b) SANTA CRUZ-BOQUEIRAO

Elegimos el camino que sube por el valle del río Pardinho (véase fig. 1) y del río Sinimbú y despues de haber recorrido una distancia de unos 10 kilómetros pasamos a la orilla oeste del río primeramente mencionado. Nos encontramos todavía en la región de la arenisca triásica, en una zona de lomas, muy parecida al paisaje del Buntsandstein, en Alemania. En parte se observa escalones de peñas y bloques sueltos que cubren las faldas. Después de haber avanzado algunos kilómetros más, empiezan los mantos de lava. Por encima de ellos se precipitan a menudo en cascadas los afluentes laterales del río Pardinho. Las rocas eruptivas son en parte de estructura homogénea-granulosa, en parte tienen burbujas pero con poca ágata. La roca está mayormente descompuesta; se disgrega

en pedacitos menudos o en forma de bolas de las cuales se dejan desprender a veces capas concéntricas. Esto debe tener su motivo en el desarrollo o la facies primitiva de la roca, pues alternan estos distintos tipos de disgregación. El límite de la arenisca no puede quedar a mucha

Figura 1

distancia debajo porque aflora a veces y porque, además, nadan inclusiones de arenisca en la roca ígnea. Lo que más llama la atención son vetas de arenisca, que cruzan con un espesor hasta de 10 centímetros, la roca volcánica (1). Su extensión pudo seguirse en un afloramiento hasta una

(1) El mismo fenómeno fué observado por G. Bodenbender (1926) en la Sierra de los Cóndores en Córdoba (R. A.). *Nota del traductor R. B.*

distancia de unos cuatro metros y toda la masa era cocida. (Resultados de la investigación microscópica; véase además el capítulo 5).

Cerca de Sinimbú desemboca el arroyo Sinimbú al río Pardinho. Hasta aquí el valle es ancho y acompañado por terrazas sobre una de las cuales está ubicada la iglesia de Sinimbú y una parte de las poblaciones. Siguiendo el valle de Sinimbú se acercan poco a poco las faldas. Al principio se ve todavía restos de terrazas cubiertas por capas de rodados, pero estas desaparecen a medida que sube el camino. En la colonia Sinimbú se cruza otra vez el río por un vado y queda por algún trecho sobre la orilla este del arroyo Sinimbú. Pronto se ve a la derecha del camino el perfil que reproducimos en la figura 1 de la lámina III. Debajo de la arenisca de estratificación diagonal se intercala el meláfiro, pero este es más joven,pues la arenisca colorado-claro se ha puesto intensamente rojiza y desmenuzable (espesor unos 30 cm). Esta alteración moderada por contacto indica que se trata probablemente de una apófisis débil del magma. La roca eruptiva es rica en burbujas, en los huecos se encuentran cristales de cuarzo y de calcita. También aquí el meláfiro está atravesado por una veta de arenisca cocida de 6 centímetros de espesor.

Siguiendo nuestro camino, quedamos dentro del área del meláfiro que generalmente está dotado burbujas. Tiene que haber habido varias efusiones, pues en la facies compacta se encuentran inclusiones redondas de la roca con burbujas. Se cruza de nuevo el Sinimbú en un vado y llega pronto otra vez a la arenisca. La colonia que se extiende por varias horas de camino, se llama « Klein Río ». En el lugar donde aflora la arenisca, empalma (hacia el oeste) el camino a la colonia Desiderio. La arenisca está cocida. Su reaparición, en una altura sobre el mar mayor, que la observada hasta ahora, comprueba que también aquí había movimientos tectónicos. Es probable que estamos en una zona ascendida angosta, pues pronto se alcanza al meláfiro de nuevo, en el cual alternan las facies con y sin burbujas. A veces se presentan ágatas de tamaño considerable, las burbujas chicas están vacías o rellenadas con cuarzo y calcita. El valle se estrecha cada vez más. Los valles laterales son de forma de una V, el camino sigue a lo largo del río con dificultad, dando vuelta alrededor de los espolones. El grado de la erosión juvenil se deja apreciar por los paredones inclinados, el desmoronamiento de los bloques y los huecos en la roca formados por remolinos del agua. En uno de los peñones de este trecho se observaba el perfil de la figura 2, que recuerda mucho las observaciones hechas en Santa Cruz. Un meláfiro compacto, libre de burbujas, está atravesado por vetas de meláfiro amigdaloide, que se ramifican y luego se pierden. La salbanda de estas vetas está formada parcialmente por cuarzo, el cual, sobre todo en las terminaciones o puntos de las apóficis o vetas, puede ocupar el espacio entero, incluyendo solamente en las partes hinchadas meláfiro amigdaloide de contornos

indefinidos. Donde hay huecos en el cuarzo se ve las puntas de cristales. *No cabe duda que el origen del cuarzo está relacionado íntimamente con el del meláfiro amigdaloide.*

El camino cruza dos veces seguidas el río. Entre los dos vados se aparta hacia la derecha una senda inpinada, entra en un bosque tupido y alcanza arriba el carril de Santa Cruz (cerca de Paredão). La parte inferior de la falda, no cubierta por bosque, es sumamente abrupta. En la mitad de la altura, un poco debajo del bosque, se observá un peñón en forma de crestón y abundantes trozos sueltos de un meláfiro, teñido

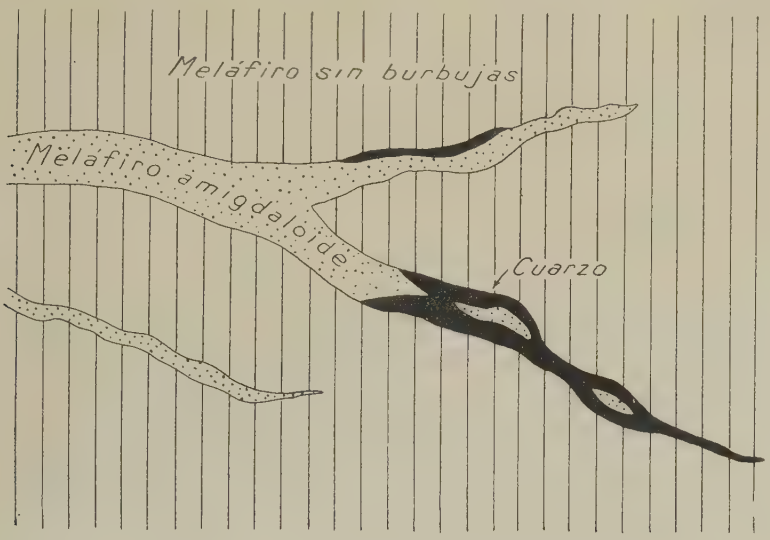


Figura 2

secundariamente de colorado. En el despeñadero mismo se observa el perfil siguiente:

1. Toba de meláfiro, densa, colorada. (Muestra Br. 5). Tiene una estratificación marcada, que da a la roca frágil que rompe en astillas, una estructura finamente cintada en los planos de fractura. La roca se deja quebrar según estas capas (de posición horizontal), y su cambio de estructura produce, que algunas de ellas resisten más a la descomposición subaérea, de manera que resaltan en la superficie listones de un milímetro de espesor, que sobresalen con regularidad alternando con ranuras. La roca está libre de burbujas macroscópicas. El color rojo es debido a la descomposición y se intensifica sobre todo a lo largo de las grietas.

2. Toba de meláfiro de grano fino, poco estratificada (Muestra Br. 6). Contiene pequeñas burbujas que generalmente están vacías. Puede ser que antes existiera un relleno de calcita, pero esta puede haber sido llevada por los agentes de descomposición subaërea. El cambio de color

es más débil en esta roca. En el afloramiento se forma un declive suave (en oposición al yaciente y pendente).

3. Meláfiro, cuyo grano es parecido al de la roca anterior. Contiene nódulos de ágata y calcedonia, de tamaño de un puño. Se marca algo una estructura fluidal. Las burbujas están achatadas, de manera que los nódulos dentiformes chatos están intercalados paralelamente al rumbo de fluxión.

Capas y mantos que alternan en forma paracida, se dejan observar hasta el fondo del valle, aunque no sobresalen del faldeo tanto en peñones. Abajo, el río se ha recortado en ellos, sin formar vega ninguna; la estructura de bancos se destaca bien en las barrancas o los paredones rocosos. Los mantos fluidales y las tobas se disgregan por la descomposición en forma de lajas, las demás tienen más bien una tendencia hacia un desarrollo de bolas concéntricas. Limos del valle colorados, formados por la descomposición, se extienden hasta muy abajo en la falda y la envuelven: sin embargo, abajo, en el fondo las rocas no muestran más esta coloración, sino están frescas y negras.

Al alcanzar la altura se ha llegado a la Serra, el altiplano recortado por las aguas que corren hacia el sud. Las serranías que nos habían acompañado en ambos márgenes del río, son avanzadas filosas recortadas de la masa del altiplano. Este es ligeramente ondulado sin mayores diferencias de nivel, pero su relieve es constantemente modificado por la erosión y se compone ya aquí de lomas largas y depresiones suaves. Junto con el cambio del relieve se nota otro en la vejetación. En las faldas domina exclusivamente el bosque de follaje, con monte bajo de caña de bambú, lianas y helechos arborescentes, mientras en la altura reina cada vez más, a medida que avanzamos, la *Araucaria brasiliensis*.

De Paredão tomamos el camino a Sete Legoas; llegamos entonces al camino V. Ayres-Soledade el cual seguimos hasta Boqueirão. En este trecho se encuentran rocas eruptivas de color gris, que muestran una estructura en bancos horizontales delgados e uniformes; fácilmente se las tomaría por tobas, lo que parece tanto más verosímil cuanto que son muy friables. Pero una muestra fresca (muestra Br. 2) de un afloramiento situado no lejos de Boqueirão (se entiende bajo este nombre el punto donde está situada la pequeña capilla; la colonia se extiende en todas direcciones a gran distancia), enseña que se trata de un meláfiro (véase capítulo 8).

Aquí las rocas están plegadas (lám. IV, fig. 2). La muestra proviene de la parte del pendente que se disgrega en bancos firmes paralelos, de estructura parecida a una estratificación, los cuales participaron en el plegamiento. Debajo aflora una masa completamente blanda y deshecha que tal vez pueda ser toba. Su yaciente es otra vez roca firme. También en otros lugares se observa, como tales sucesiones de rocas están torcidas

en forma de flexiones o movidas en pliegues recortados. Pero generalmente los planos de disgregación tienen una posición horizontal.

Otra muestra (Br. 1) fué tomada a distancia de media hora a caballo más allá de la iglesia, en un lugar donde existe también un corte al lado del camino. Fuera de esta roca gris clara, asoma también un meláfiro consistente, vítreo, con pegueñas burbujas, teñido de marrón rojizo por la descomposición, alternando con una roca alterada en un limo amarillo blando, en el cual se encuentran grandes nódulos de ágata. El de estos últimos aspecto es el de una gota, con el eje central en posición vertical, la punta estirada en forma delgada y dirigida hacia abajo.

En la altiplanicie se ve a menudo debajo el suelo negro humoso, mantos colorados de descomposición.

c) MINAS DE ÁGATA SOBRE EL RÍO FORQUETINHA Y ARROYO CONSTANTINO

Aproximadamente a una hora a caballo, desde la iglesia, se aparta del camino carretero a Soledade un camino que desciende paulatinamente y que llega pronto de las rocas en bancos delgados al manto compacto de meláfiro. Una buena parte es meláfiro amigdaloide y a menudo se hallan amígdalas sueltas desprendidas por la descomposición de la roca. Abajo, en el valle, se cruza el río Torquetinha y se llega a una minade ágata en la falda de la Orilla opuesta.

El desarrollo y la posición de las ágatas en el perfil será tratado en su conjunto más adelante. Se efectúa la explotación solamente en las partes donde la roca eruptiva está descompuesta profundamente en un limo, y donde es fácil excavar las bolas de ágata o de cristal. Las partes inferiores de la arcilla suelen haber quedado en su posición original. La parte superior se ha movido mayormente por un resbalamiento. Donde aconteció un lavaje superficial por el agua, las piedras quedan desparramadas en la superficie. Tales lugares se llaman *Cascalho* (= cascajo) y sirven al minero como guía. Antes se conformaba con un pirquíneo superficial. El minero usaba una barreta de hierro para sondar y donde tocó con una piedra, la excavaba. Ahora se trabaja en cortes abiertos. La profundidad del yacimiento al lado del río Forquetinha es de unos 3 a 4 metros. Se cava en el pique hasta que se desprende la pared desde arriba, se echa la tierra suelta al lado y se selecciona las piedras utilizables.

Desde el río Forquetinha se llega, siguiendo el arroyo do Meio, que se cruza en su curso superior, hacia el este, hasta el valle del arroyo Constantino, quedando Bella Vista (o Bôa Vista) en el sur. El arroyo Constantino desemboca en el río Fão. Se lo cruza a una hora aguas arriba

de su desembocadura, y a media hora del límite entre los municipios de Lageado y Soledade. La región situada al NW se llama Campo Branco. Por una senda inclinada y resbalosa dentro del bosque virgen se atraviesa un filo de montaña, y se encuentra en el otro lado, a la mitad de la altura de la barranca, otra mina de ágata. Las condiciones geológicas en todo el camino no traen nada de nuevo. Nódulos de ágata como rodados se encuentran recién otra vez en el arroyo Constantino. El pique es de 8 metros de profundidad y se extiende por varios centenares de metros sobre la falda. Véase su perfil más adelante.

d) LOS ALREDEDORES DE SANTA MARÍA DE BOCCA DO MONTE

Seguimos la vía del ferrocarril que conduce desde Santa María hacia el norte a la altura de la Serra. La vía da una vuelta alrededor de un cerro que sobresale mucho hacia el este y lo cruza en un corte que ha sido excavado en arenisca roja, sobre la cual están diseminados bloques de arenisca cocida y de meláfiro. En la falda opuesta del valle se ve despeñaderos. Capas arcillosas en la arenisca detienen el agua que corre por encima de las paredes de los cortes del ferrocarril. Donde las capas están inclinadas en dirección hacia el corte, éstas suelen deslizarse sobre el horizonte acuífero y tienen que ser sostenidas por murallas. Siguiendo el camino, que corta la vuelta del ferro carril, se nota que la arenisca descansa encima de arcillas y limos colorados.

Tras del cerro se entra en un ensanche redondo del valle de forma de hoyada que viene desde la Serra y que está provisto de terrazas altas. El ferrocarril cruza el camino carretero ancho que viene del abra. Después empieza una inclinación norte de la arenisca. La estratificación es extraordinariamente uniforme y fina, de manera que la descomposición sabaërea produce una exfoliación de la roca. Más adelante la inclinación es a veces inversa.

Cerca del kilómetro 5 parece una veta de arenisca cocida de 0,10-0,30 metros de espesor que cruza estas areniscas que se ensancha hacia arriba y que resalta como crestón en el material blando de sus alrededores. Está acompañado por una red de vetitas finas parecidas. La cocción se deja explicar por gases calientes que subieron por las grietas alterando la roca en su inmediata vecindad. Faltan todos indicios de minerales nuevos o productos magmáticos. Tales zonas se repiten más adelante a menudo. Entre el kilómetro 7 y 8 se ve una grieta negra completamente atravesada por un sistema de zonas de grietitas fuertemente cocidas. Éstas son coloradas, mientras la roca vecina se ha descompuesto en una roca gris que se deshace en pequeños trocitos.

Más o menos un kilómetro antes de llegar a la parada Pedreira, se

llega al subir, a la *zona de contacto*, donde se encuentra una cantera. Esta zona tendrá unos 8 a 10 metros de espesor. La fractura granulosa de la roca pasa a la astillosa cortante y concoidal; al moverse o caerse los trozos producen un retintin característico. La fragilidad aumenta, se desprenden trozos con conos de percusión nítidos. El color es un rojo intenso. Bancos espesos enteros muestran este grado más intenso de transformación, algunos lo alcanzan sobre grietas y otros en capas separadas con mayor o menor intensidad. Dentro de los bancos completamente cocidos desaparece la estratificación. La superficie es ondulada, encima descansa el meláfiro, cuya parte inferior de 0,50 a 1 metro de espesor, está llena de burbujas, siguiendo encima la roca densa. Pero el meláfiro está muy descompuesto, pues inmediatamente arriba viene la superficie.

Entre la cantera y la parada está intercalada en la arenisca una capa roja obscura, de 1 metro de espesor, llena de almendras compuestas por una masa de color verde claro parecida a la nacrita. También se encuentran nódulos de ópalo en la arenisca, poca cocida en este lugar. La formación de los huecos amigdaloides en la arenisca debe atribuirse a vapores de agua. Más adelante, el problema será discutido todavía.

En la parada Pedreira aflora sobre un frente larga el meláfiro, encima de la arenisca cocida. El primero está muy descompuesto y lleva siempre en su base una zona rica en burbujas. La vía del ferrocarril alcanza paulatinamente el meláfiro, a poca distancia tras del kilómetro 12 aflora otra vez arenisca, sigue después un trecho con meláfiro y luego asoma otra vez arenisca. Entre los bancos de arenisca cocida de este lugar se intercala una capa finamente arenosa, llena de burbujas y atravesada por vetas de arenisca cocida. Entre el kilómetro 12,1 y 12,2 vuelve a presentarse el meláfiro definitivamente.

Entre el kilómetro 12,7 y 12,8 existe un corte angosto en las peñas. El meláfiro se presenta en la facies negra, parecida a pechstein y está lleno de burbujas y amígdalas, que alcanzan el tamaño de un puño. Las formas redondas y estiradas están bien separadas; las redondas se encuentran en la parte donde la lava al enfriarse no estaba más en movimiento, y a menudo la parte inferior de estas burbujas es chata. Entre las formas estiradas se nota todas las transiciones hasta lentes anchas, chatas, de poco espesor. Son frecuentes las formas cóncavas-convexas, sobre cuya formación hablaremos luego.

En el trecho próximo alternan el meláfiro denso y el granuloso a menudo. En el kilómetro 14 se encuentra otra vez la facies muy densa y simultáneamente se presentan amigdalas de ágata o drusas con cristales de cuarzo, también moldes en término medio de escalenoedros de calcita, de un tamaño de un puño.

En Pinhal se alcanza la altura. Aquí predomina el meláfiro granuloso.

Inmediatamente tras de Pinhal, en dirección a Philippson, un corte nuevo (durante mi visita en construcción) acorta una vuelta antigua del ferrocarril, y pone al descubierto el meláfiro, en el cual penetran profundamente bolsas de descomposición. También aquí la roca se disgrega en lajas paralelas a la superficie. El perfil de las capas de descomposición es el siguiente (fig. 3):

1. 0,50 metros. Limo pardo-amarillento, discordante sobre el subtratum;

2. 0,2 metros. Limo pardo-rojizo, en estado mojado de color rojo obscuro, al secarse pasa a color marrón;

3. 0,4 metros. Limo gris claro, al lado de grietas con cinta roja. El limo rojo penetra en bolsas y hendiduras. Pasa paulatinamente al

4. Yaciente. Meláfiro, mayormente descompuesto con color gris, que-

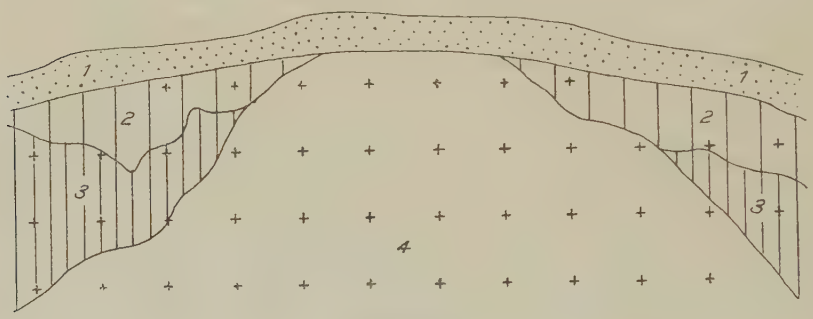


Figura 3

dando solamente algunos núcleos en estado algo más fresco. Esté muy agrietado y compacto y libre de burbujas.

2) y 3) son productos de descomposición del meláfiro, no desplazados. A veces se observa también limos colorados claros, manchados de blanco por amigdalas del meláfiro original. Limos de color pardo rojizo son el producto de descomposición general de la altiplanicie ondulada en la cual nos encontramos.

Al este de Santa María se encuentra el lugar de hallazgos de huesos de saurios, conocidos desde algún tiempo atrás (1), cuya posición en relación con perfil de la Serra debe ser discutida. Cerca del kilómetro 4 del ferrocarril a Porto Alegre, a 200 metros al sur de la vía, encontramos zurcos hondos de desagüe, recortados en una marga colorada. Ésta es muy pegajosa en estado mojado, durísima y rompediza en estado seco y da efervescencia con ácido clorhídrico en algunas partes, pero no en todas. Los huesos están distribuídos irregularmente, o se acumulan en deter-

(1) Los huesos que he coleccionado serán estudiados por el profesor doctor Frhr. v. Huene.

minadas capas. Bancos de caliza de un espesor hasta de 20 centímetros, se componen completamente de restos de huesos cementados, que no se dejan distinguir más como tales, como además la mayor parte de huesos está tan alterada que no se los reconoce más. Tales nódulos de calcáreo formado por huesos, están diseminados en gran cantidad en la superficie; tiene que haber sido enorme la cantidad de esqueletos de animales acumulados y depositados por el agua. Mayormente se encuentran componentes sueltos de esqueletos, raras veces vértebras y partes de esqueletos en conexión. Faltan esqueletos enteros.

La parte más superior de la arcilla o marga es arenosa; la cumbre de la colina está formada por meláfiro. *El límite entre los sedimentos triásicos y el meláfiro queda en posición considerablemente más baja que en el borde septentrional de la Serra.*

A poca distancia de este lugar, en la falda del mismo cordón de colinas, al sur del kilómetro 3,2 de la vía del ferrocarril, se ve de nuevos recortes formados por el agua, que penetran en dirección de sur al norte. Aquí se observa el perfil siguiente:

1. Meláfiro descompuesto (o toba de meláfiro), formando la cumbre del mogote;

2. 10-20 metros. Arenisca colorada. El metamorfismo de contacto en su superficie es insignificante;

3. Arcillas coloradas, con pocos nódulos calcáreos, probablemente también originados por restos de huesos.

También en este punto el límite entre la arenisca y el meláfiro está más bajo que en el borde de la Serra. No tengo dudas, de que las arcillas con huesos se pueden poner en paralela con aquellas arcillas que en el borde de la Serra forman el *yaciente* de la arenisca colorada. No obstante, Siemiradzki había encontrado al este de Santa María, en un corte del ferrocarril, margas abigarradas « *encima* de las areniscas », pero supongo que se trate de bancos de arenisca, intercalados en la serie de las arcillas. Tal alternación se deja observar a menudo en esta región. Pero también pueden pertenecer a una serie de arenisca en el yaciente. Pues según el perfil de White, que K. Walther *(Neues Jahrb. f. Min. Geol. u Pal.,* Beil. Bd. XXXI, 1911, pág. 593) reproduce en forma de un cuadro, existen areniscas coloradas compactas en la base de los estratos de río do Rasto, a los cuales se atribuye los estratos fosilíferos de Santa María. En la Serra, las areniscas situadas en este perfil debajo del meláfiro pueden considerarse solamente como areniscas de São Bento (véase también el cuadro en el capítulo II). Esto confirma por completo mis observaciones. Lo siguiente está asegurado: en el borde de la Serra, en Santa María y también en Santa Cruz, se puede distinguir dos divisiones debajo el meláfiro: una serie de areniscas superiores con pocos bancos arcillosos, y una serie inferior de arcillas y margas con aisladas intercala-

ciones arenosas. Las arcillas, en las cuales se encuentran los huesos de Santa María, son tan potentes, que no se las puede considerar como intercalaciones en la serie superior de las areniscas. Hay que atribuirlas por consecuencia a la división inferior.

El meláfiro y la arenisca de São Bento en su yaciente, pertenecen según el concepto general, al triásico. Los estratos con huesos de Santa María, incluídos por White en la serie de río do Rasto, pueden pertenecer al triásico inferior o al pérmico superior; White los consideraba como triásicos. Ahora Oliveira encontró en la sección inferior de los estratos de río do Rasto del Estado de Paraná restos de plantas, que fueron atribuídas por Zeiller a la flora de Glossopteris y determinadas como pertenecientes a los estratos de Damuda, es decir, al pérmico superior. Holdhaus había estudiado restos de lamelibranquios, encontrados en el mismo lugar, confirmando esta conclusión. Si las determinaciones son exactas y no hay por el momento motivos para dudas, entonces los estratos del río do Rasto en Paraná pertenecen al pérmico superior. Pero no está comprobado que los estratos con huesos de Santa María pertenecen al mismo horizonte. En el texto a continuación será pues evitado la denominación « Serie de río do Rasto » y será examinada la cuestión de edad únicamente a base de las observaciones en Santa María y solamente por lo que se refiere a los estratos con huesos aquellos. Hay que tomar en consideración los puntos de vista siguientes:

1° El color. Las areniscas de São Bento tienen, igual como los estratos con huesos, un color rojo. La conclusión de que estas formaciones sean por esto de misma edad no está completamente asegurada, pues he podido establecer en la sierra de los Llanos (República Argentina), que la coloración roja empieza ya con los estratos de Damuda y que éstos pueden asemejarse a las areniscas triásicas, que descansan encima con discordancia;

2° La relación estratigráfica. En el capítulo II hemos mencionado los motivos que hablan en favor de una discordancia debajo el triásico, que el pérmico en Río Grande do Sul se ha conservado solamente en pocos lugares y que el triásico encima del pérmico se extiende luego directamente sobre el sócalo cristalinos. No se ha podido observar en ninguna parte una discordancia entre los estratos inferiores arcillosos (que contienen en Santa María los restos de huesos) y las areniscas de São Bento. Donde he cruzado el borde de la Serra, ambas formaciones descansaban aparentemente con regularidad una sobre la otra. Si existe en realidad la discordancia entre el pérmico y el triásico (lo que para la Argentina está fuera de duda), entonces deberá hallarse más bien debajo, que encima de los sedimentos arcillosos con huesos de Santa María. Esto habla muy en favor de su edad infratriásica.

Una cuestión no resuelta es la posición estratigráfica baja del límite

inferior de las rocas eruptivas en el perfil de los estratos con huesos. Queda éste considerablemente más abajo que en el borde de la Serra. Puede tratarse tal vez de filones estratiformes. Más arriba he descrito una intercalación de meláfiro debajo la arenisca triásica y White menciona lentes grandes de arenisca, completamente envueltas por meláfiro. Otra interpretación sería que el límite se hubiera hundido a lo largo de una zona de dislocación. Pero entonces se deberá concluir que el meláfiro se extiende en discordancia sobre la arenisca de São Bento y lo estratos con huesos, lo que no concuerda con nuestros conocimientos actuales sobre la sucesión de los estratos. No obstante, aun en este caso no estaría refutada la concordancia entre los estratos con huesos y la arenisca de São Bento.

Si queremos sacar de lo expuesto una conclusión, ésta puede ser únicamente la siguiente: lo que sabemos hasta ahora sobre la posición de los estratos con huesos habla más bien en favor de una edad triásica que para la pérmica. Si por una parte los estudios futuros aseguraran la edad triásica, y por otra la edad suprapérmica de la serie de Río do Rasto fuera reconocida como cierta, la única conclusión posible sería que los estratos con huesos de Santa María y los estratos de Río do Rasto de Paraná no son de la misma edad. En cambio si resultaría que entre los estratos con huesos y la arenisca de São Bento existe una discordancia (aunque de ángulo muy agudo), y los estratos con huesos pertenezcan a la serie de río do Rasto, quedaría siempre vigente la superposición discordante y transgresiva de los estratos de Río do Rasto sobre el zócalo cristalino y el pérmico antiguo. Entonces existiría también aquí la discordancia intrapérmica constatada en la Argentina.

En la resolución de estas cuestiones la opinión del paleontólogo será de importancia. El doctor Frh. von Huene me comunica por carta el resultado de la investigación de los restos de huesos: «Por la naturaleza de los animales concluyo que se trata del triásico más antiguo, quizás del pérmico más superior, pero esto es menos probable.»

V

Los fenómenos de contacto de las rocas eruptivas

Los fenómenos de contacto de las rocas eruptivas se relacionan por una parte con el magma surgente y sus productos de diferenciación, por otra son una manifestación de los mantos de lava que se extienden.

Grietas por las cuales habría ascendido el magma no se han observado en ninguna parte, pero las zonas de cocción a lo largo de hendeduras en la arenisca, pueden atribuirse únicamenmte a gases calientes que se

desprendieron y que deben tener su origen en los conductos eruptivos de la lava.

Mucho más difundidos son los fenómenos de contacto que irradian de los mantos de lava. La superficie de la arenisca debajo el meláfiro está irregularmente ondulada. Hasta donde alcanzan mis observaciones, no se han encontrado en ninguna parte rodados de arenisca debajo el meláfiro. Esto induce a la opinión de que la arenisca no se habría formado mucho tiempo antes, una conclusión, que según las observaciones de K. Walther *(Ueber permotriassische Sandsteine und Eruptionsdecken aus dem Norden der Republik Uruguay; Neues Jahrb f. M. G. m. P.,* Beil. Bd. XXXI, 1911) parece justificada porque hay en el Uruguay areniscas intercaladas entre los mantos eruptivos de la misma edad que forman la continuación de la serie de estratos del Brasil, de manera que «la efusión fué interrumpida por un tiempo corto de sedimentación». No obstante, se han introducido también ramificaciones de la roca eruptiva entre la arenisca, como lo menciona K. Walther (pág. 588), habiendo yo dado más arriba un ejemplo del mismo fenómeno del arroyo Sinimbú. Si la arenisca se ha formado poco tiempo antes, no está dicho que ya se había endurecido, por lo menos en sus partes más superiores. Así se explicarian tal vez las curiosas vetas delgadas de arenisca dentro del meláfiro. La arena puede proceder solamente del yaciente. Cuando la lava líquida corre sobre una cuenca, llena de arena impregnada con agua, deberá tener lugar una producción violenta de gas y donde se forma en la lava en enfriamiento una grieta por la cual escapa el gas, puede ser arrastrada también simultaneamente la arena que luego llena esta grieta. Los gases pueden surgir también de profundidades mayores y atravesar desde abajo la arenisca y el meláfiro. Tengo que dejarlo al criterio de los vulcanólogos si talesinterpretaciones sean factibles. Seguro está que se trata de verdaderas vetas de arenisca en el meláfiro, cuyo material en los lugares observados por mí, se encuentra *solamente* en el yaciente del manto de lava. La preparación microscópica muestra completamente el mismo aspecto como lo tienen las areniscas cocidas del yaciente de los mantos. La formación de gas, debida a la lava en el pendente, se refleja también en el fenómeno de que numerosas capas del yaciente están acribilladas por burbujas rellenadas por minerales y muy parecidas a las amigdalas de los meláfiros. Es de suponer que se trata de una influencia del agua, contenida en la arenisca, y transformada en vapor por la acción del calor. El gas no podía escapar de las capas finamente arenosas con arcilla y ha conducido a la formación de las burbujas. «Blasenbildung in Fein Körnigen, tonreichen mit Eruptingesteinen eng verbundenen sedimenten», menciona también O. M. Reis de Heiligenmoschel y Dannenfels en el Palatinado *(Geognostische Jahreshefte 29/30,* 1616, pág. 17).

En los lugares visitados por mí, el metamorfismo de la arenisca en el

contacto, ha sido producido únicamente por una acción de calor. Formaciones de nuevos minerales por acarreo de substancias distintas no se han observado en ninguna parte. El aspecto macroscópico de la roca o del sedimento normal se transforma de este modo: la fractura parcialmente granulosa se vuelve astillosa y concoidal, la roca llega a hacerse quebradiza, se rompe en astillas cortantes y obtiene un lustre grasoso. El color colorado claro se pone más obscuro a medida que aumenta la intensidad de la alteración por contacto. En oposición a esto, el « Buntsandstein » germánico se pone blanco al contacto con basalto. No se ha podido establecer la existencia de partes completamente fundidas y transformadas en un vidrio, lo que debe atribuirse probablemente al contenido reducido de arcilla en los bancos gruesos de arenisca. En lo demás, el metamorfismo de contacto es del mismo hábito como en las zonas de contacto en Alemania, donde han sido descriptas detalladamente de la « Blaue Kuppe » cerca de Eschwege, por R. Rinne (*Jahrb. d. Pr. Geol. Land. Anst.*, XIII, 1892, y XVIII, 1897) y P. Ramdohr (*ibidem*, XI, 1919). Bajo el microscopio se nota que han desaparecido los poros que caracterizan la arenisca no alterada,. Tampoco no se ven más las envolturas delgadas de sílice. En la luz paralela, toda la preparación aparece ahora clara y transparente, pues el óxido de hierro, diseminado antes bajo la forma de copos en el cemento, se ha concentrado en el margen de los granos de cuarzo, envolviendo éstos con una película nítida obscura. Así los feno-componentes bien redondeados resaltan bien de la masa fundamental, ambas diáfanas en la luz común. La masa fundamental de la roca no metamorfoseada queda casi obscura entre los nicoles cruzados. Se transforma en un agregado de granos de cuarzo, cuyo tamaño aumenta con la intensidad de la cocción. No he podido establecer la naturaleza de mechones de cristales fibrosos.

La zona de contacto resalta nítidamente en el paisaje. El meláfiro y la arenisca normal forma forman faldas suaves, sobre las cuales la zona de contacto un crestón sobresaliente visible a distancia. El espesor de la zona de cocción pasa en muchos lugares los 10 metros.

VI

Sobre la formación y el aspecto de las ágatas

a) PERFILES

Entramos a los cortes situados sobre el *río Forquetinha.*

No alcanzan hasta debajo el manto de descomposición y no descubren bien al meláfiro. La roca fresca no aumenta hacia la profundidad como se

debería esperar, sino alternan zonas *verticales* de material fresco y descompuesto, como lo demuestra la figura número 4. En este perfil descansa arriba una capa de limo frecuentemente removido, que puede contener en su base nódulos de ágata y que se extiende en discordancia sobre el yaciente. Las lajas casi verticales de meláfiro compacto negro (muestra Br. 13) de 0,20-0,50 metros de espesor, son completamente frescas. Esta roca, que está atravesada por venas de cuarzo, y que contiene además burbujitas microscópicas con cristales, se asemeja mucho a un pechstein denso. En el margen donde está descompuesta, adquiere un color amarillo-pardo y pasa luego rápidamente a las capas y bolsas de arcilla colorada, amarilla y parda de la misma inclinación, que alcanzan hasta 3/4 de metros de espesor. Esta arcilla se ha formado por la descomposición de la roca

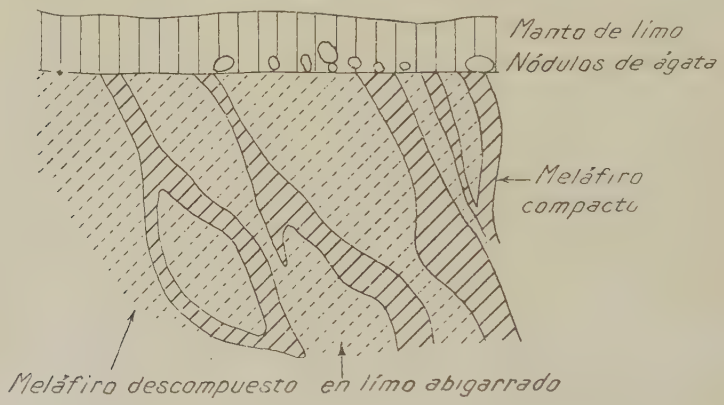


Figura 4

eruptiva y se encuentra en su lugar de origen. Está atravesada por venas abundantes de una masa blanda, clara, parecida a la nacrita, y además contiene burbujas chicas con el mismo relleno. En la roca se destaca un sistema de grietas horizontales, que la divide en lajas delgadas. A estas grietas siguen también las venas de nacrita. El agrietatamiento es tan acentuado que a menudo resulta difícil establecer si la disgregación horizontal o la vertical es la primaria. Considero los cuerpos verticales como una especie de columnas que se formaron al enfriarse la lava. El límite entre la roca fresca y la decompuesta es más nítido, que el límite entre la costra de descomposición de una roca homogénea y esta roca. Puede existir todavía la posibilidad, de que estamos en presencia de varias estructuras de posición vertical reflejadas por la disgregación columnar, que ofrecieron una resistencia distinta a la descomposición. Esto no solamente quedaría comprobado por medio de la alternación continua de la roca completamente descompuesta y la fresca, sino también por el hecho de que las grandes burbujas y amígdalas están

ubicadas *encima una de la otra* dentro de la arcilla o del limo en el límite de facies (lám. IV, fig. 1), a menudo en gran cantidad, siguiéndose en forma de un rosario. Pero también puede explicarse el fenómeno admitiendo que las burbujas subieron en la vecindad de las grietas de contracción y que la descomposición avanzó luego desde estas hendeduras hacia la roca. La cuestión no queda resuelta, pues no hay perfiles abiertos en este horizonte con rocas frescas únicamente. No obstante, resulta de los nódulos de cuarzo que las grandes burbujas de gas han ascendido desde abajo. A menudo se han reunido varias, como se deja reconocer en el zurco de posición siempre *horizontal,* donde dos burbujas se juntan con sus ejes verticales. El perfil es más sencillo en aquellos puntos donde la roca eruptiva está uniformemente descompuesta en arcilla. La gran cantidad de burbujas pequeñas, de 1-2 centímetro de diámetro, se reconocen fácilmente. Entre ellas quedan, sin distribución homogénea, drusas grandes del tamaño de un puño, de una cabeza o de un zapallo.

Poco diferente es el perfil sobre el arroyo Constantino. También aquí alternan lajas verticales de roca, con idénticas zonas de descomposición, y también aquí la roca firme se deshace en lajas delgadas por grietas horizontales. En la roca descompuesta se reconocen todavía los huecos abundantes de las burbujas, de tamaño medio de 1 centímetro, distribuídos con regularidad. De golpe y sin transiciones encontramos burbujas gigantescas, aquí estiradas y ubicadas verticalmente con su eje longitudinal (los he observado de tamaño hasta de 1 m.). Estas amígdalas grandes están *siempre* envueltas por una zona de meláfiro completamente descompuesto. La roca fresca se asemeja mayormente al pechstein (muestra Br. 3), pero también existe una facies mate granulosa (muestra Br. 4).

En los capítulos anteriores se ha establecido varias veces, que las partes basales de las corrientes de lava, que corrían sobre la superficie fría del terreno fueron afectadas una producción intensa de gas. El manto melafírico, por ejemplo en el límite hacia la arenisca triásica, está siempre rico en burbujas. Para la formación de las burbujas grandes (la drusa mayor que se conoce hasta ahora ha tenido, según Englert, un diámetro de 7 m.) tienen que haber influído circunstancias especiales que existían localmente y eran características para la región. Puede ser que hayan sido cuencas con agua que han sido las causantes ; corriendo la lava por encima de ellas debe haberse producido un desarrollo repentino e intenso de vapor de agua. Las burbujas de vapor que surgieron fueron parcialmente detenidas, pues la lava re enfriaba rápidamente, lo que se manifiesta también en su aspecto de pechstein y en la formación de las columnas. Una deformación de las burbujas, gigantescas debido a los movimientos de la lava, no ha tenido lugar, como se ve en las formas largas verticales, completamente intactas, del arroyo Constantino y en la serie de burbujas ubicadas una encima de la otra y visible en el río Forquetinha.

b) FORMA DE LAS BURBUJAS

La forma de las burbujas se refleja en las de las amígdalas, desprendidas de la roca a causa de su alteración. A pesar de que individualmente su desarrollo varía mucho, se dejan clasificar en unos pocos grupos.

1. *Formas redondeadas.* — Los rellenos de las burbujas tienen una superficie exterior redonda o más o menos estirada en forma de elipsoide. Por su aspecto, que recuerda la caparazón de un armadillo, las amígdalas sueltas han recibido el nombre popular de «tatu». La burbuja puede ser achatada por la influencia de presión en cierta dirección y hasta puede resultar un disco achatado, pero que aún todavía es convexo en todo su contorno. A menudo se observa un estrechamiento (visible también en los demás tipos) en un plano alrededor de la burbuja; estas extrangulaciones corresponden a las partes donde se han juntado dos burbujas sin poder reunirse por completo. A veces existe uno solo de estos surcos, en otros casos hay varios, de manera que la forma exterior viene a ser nodulosa-racimosa. El tamaño de las burbujas coherentes puede variar mucho. En algunos casos se juntan numerosas burbujas una tras de otra, resultando formaciones que recuerdan la forma de embutidos. Sobre el arroyo Constantino, donde las amígdalas aplastadas se hallan con su eje longitudinal en posición vertical, están a menudo estiradas en forma de pera, siendo la punta dirigida siempre hacia abajo.

2. *La base es plana.* — Tales burbujas pueden tener una parte superior abovedada hasta globular que descansa sobre una base completamente plana. O. M. Reis supone (*Einzelheiten über Bau und Entstehung von Enhydros, Kalzitachat und Achat; Geognostische Jahreshefte 1916/17*, págs. 144-147) que en tales casos, debido al enfriamiento de la lava que se propaga desde arriba, la parte abovedada de la burbuja estaba ya endurecida, de manera que un cambio de forma no podía tener lugar, mientras «en las regiones más profundas podían acontecer todavía movimientos de equilibrio estático». Sin embargo, la formación de una base horizontal plana es solamente factible cuando al mismo tiempo se reduce la tensión del vapor, pues debería subsistir siempre la tendencia de formar una esfera. Demostraremos en el capítulo próximo, que la base plana de las abundantes amígdalas achatadas que se encuentran en el limo de descomposición en depósito secundario, no es un plano primario de la pared de la burbuja, sino que es ocasionada por la naturaleza del relleno.

3. *Burbujas estiradas.* — En el año 1789, Lasius describía en su libro, *Beobachtungen über das Harzgebirge*, amígdalas de ágata de Ilfed, «afiladas por un lado en forma de cuña, parecida a una hoja de tijera». Leopold von Buch (*Ueber den Harz, Leonhard's Mineralog.* Taschenbuch,

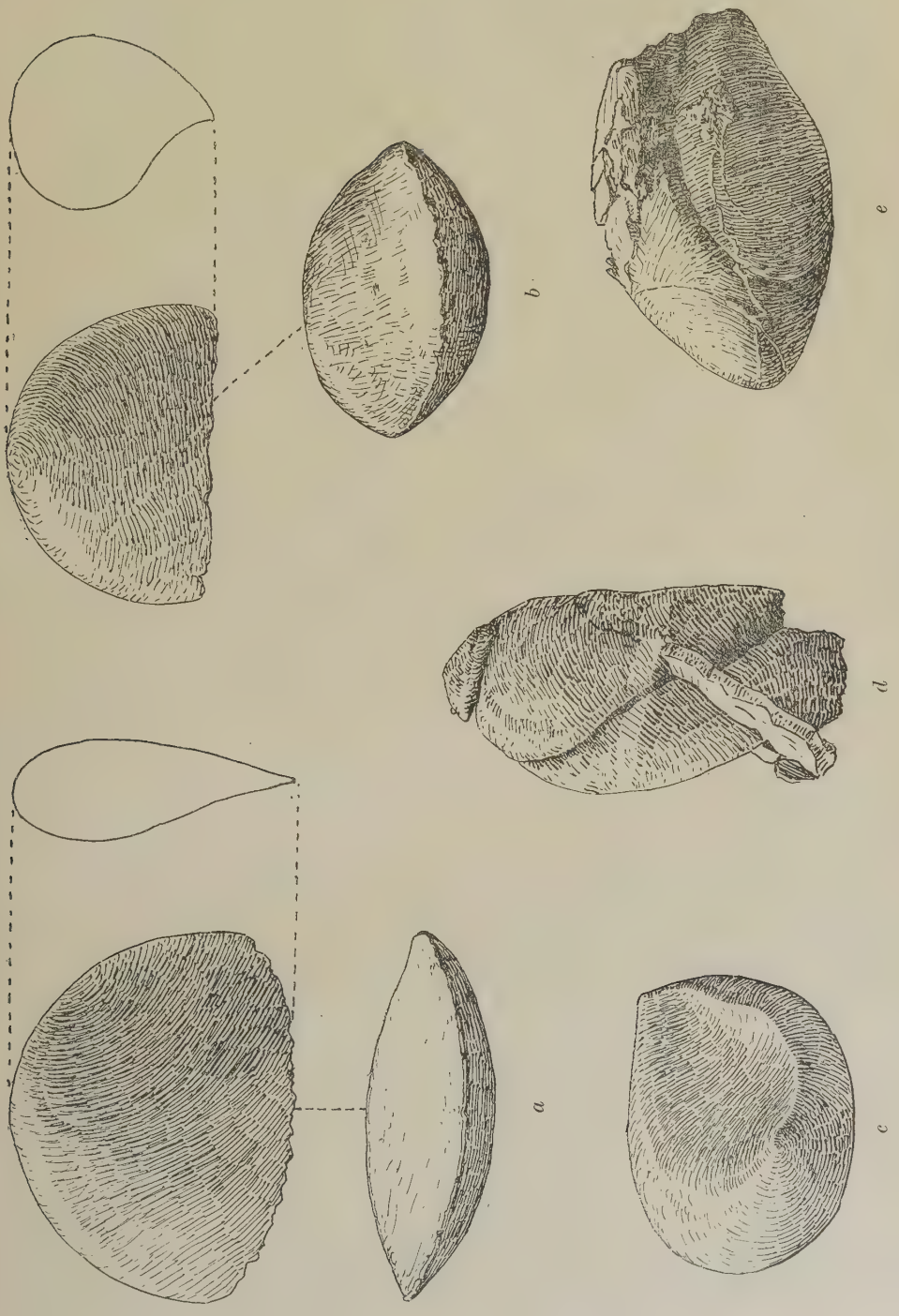


Figura 5

1824, págs. 471-501) trata sobre las mismas ágatas y las discute, comparándolas con las de otros países, sin haber logrado dar una interpretación de las formas llamativas y además escasas. En ocasión de la reanudación de la explotación del carbón de Ilfed, las labores dieron con este mismo horizonte de ágatas; mi colega J. Weigelt reunió una linda colección y publicó sus fotografías (*Die Steinkohlenvorkommen von Ilfed am Südharz; Jahrb. des Halleschen Verbandes*, tomo III, entrega 3, págs. 40-73). Mi sorpresa era grande, cuando encontré en varios puntos de la Serra Geral gran cantidad de amigdalas de ágata, tan semejante hasta de confundirlas con aquéllas de Ilfed.

Pocas palabras hay que agregar respecto a la forma representada en las figuras 5 *a-c*, de las cuales *a* y *b* dan una vista de enfrente, sobre la parte cortante y de perfil. El filo, visto lateralmente, es completamente rectilíneo o muy poco encorvado y el borde hinchado queda sobre un semicírculo completamente simétrico, situado encima. En el perfil una parte de la superficie es siempre cóncava, la otra convexa. Durante mucho tiempo no me podía explicar esta particularidad hasta que tuve ocasión de observar este tipo en la roca fresca, al norte de Santa María. Allí, las amígdalas están dispuestas por zonas, paralelas entre sí. La línea que une los individuos de una zona es una curva a la cual se adapta la parte cóncava de cada amígdala (véase la figura esquemática 6). Resulta ahora con claridad que las burbujas de gas, originariamente más o menos redondas, han sido aplastadas por el movimiento arrollador de la lava y que esto aconteció inmediatamente antes o durante el enfriamiento. El desarrollo de las formas tiene como condición, que las paredes de las burbujas se encontraron sometidas a una presión considerable de gas.

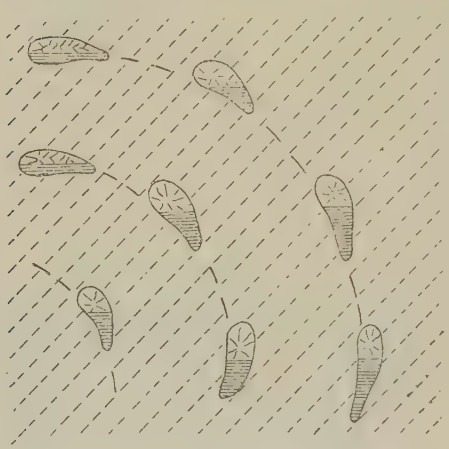


Figura 6

Entre las amígdalas que se hallan ahora sueltas a causa de la alteración de la roca madre, se encuentran todos los grados del aplastamiento.

4. *Burbujas desgarradas.* — Durante el endurecimiento de la lava, la pared de la burbuja se ha enfriado algo antes que la roca vecina. Al producirse después todavía algunos últimos movimientos en la corriente de lava, entonces pudo romperse la pared de la burbuja, ya muy viscosa o casi endurecida, las grietas así formadas pudieron quedar abiertas.

Grietas en la superficie de las amigdalas, especialmente de las aplastadas, no son escasas (véase fig. 5, *d* y *e*). La burbuja representada en la figura 5 *d*, sufrió un pequeño desplazamiento oblicuo a lo largo de la grieta que está abierta en un lado y que se pierde hacia el otro, lo que se reconoce en la interrumpción del estrechamiento. El relleno de la burbuja y de la hendedura ha tenido lugar simultáneamente. Las cintas horizontales, paralelas de silice cruzan oblicuamente y se prolongan también en las tablillas sobresalientes, formadas dentro de la grieta, como se reconoce mirando contra la luz. Son todas paralelas al plano de límite que separa la pequeña parte de burbuja sobrepuesta en forma de gorra del resto de la burbuja.

5. *Drusas estrelladas.* — Los huecos de este grupo no son primordialmente burbujas de gas. Desde un centro, la roca está desgarrada en astillas cortas en diversas direcciones. Se ha observado en un solo caso un relleno con cristales de amatista.

c) RELLENO DE LAS BURBUJAS

Sobre el relleno de las burbujas, q. d., sobre la formación de ágata propiamente dicha, han sido publicadas en los últimos años investigaciones muy detalladas, considerando el problema desde dos puntos de vista. La opinion que predomina se inclina hacia los conceptos de R. E. Liesegang, reunidos en su conjunto en el libro de este autor, *Die Achate* (Dresden und Leipzig, 1915). (Trabajos anteriores: *Die Entstehung der Achate. Zentralblatt f. Min. u. s. w.*, XI, 1910; *Achatprobleme*, idem, XII, 1911). En contra de la interpretación de Liesegang, O. M. Reis ha formulado una serie de observaciones, hasta hoy no refutadas. *(Ueber Blasenentstehung in Gesteinen und über Achatbildung; Einzelheiten über Bau und Entstehung von Enhydros, Kalzitachat und Achat,* I. und II. Teil, *Geognostische Jahreshefte,* 1916/17 y 1918, año XXX y XXXI.)

Liesegang supone « que las burbujas del meláfiro han sido rellenadas con el gel de sílice y que penetraron por difusión en éste componentes del meláfiro, especialmente sales de hierro ». Éstos han producido las bandas parecidas a capas. « Hasta donde alcanzan las esferas de difusión, la masa tiene caracter de gel. Pero más allá la sílice incolora es bastante cristalina y gruesa. La materia ferruginosa que la tiñe parece haber actuado en forma de coloide protector y en contra de la cristaliza-ción ». Como la difusión del hierro debía progresar muy lentamento, « el gel de sílice en su interior tenía tiempo de pasar a la forma cristalina, pues estaba presente todavía óxido de hierro para figurar como coloide protector ». El relleno de los huecos con gel de sílice debía « haber tenido lugar mucho tiempo después del enfriamiento, bajo acción de solu-

ciones acuosas comunes». El origen de la sílice es atribuído a la alteración y a «fenómenos postvolcánicos».

En cambio, Reis supone un relleno muy temprano de las burbujas, producido mucho tiempo antes que entraran en función las soluciones de alteración. Si no, debería encontrarse la formación de ágata p. e. también en las grietas de enfriamiento de la roca. El relleno de las burbujas es atribuído por Reis a la época «de la diagénesis, en su sentido restringido, de un cuerpo eruptivo con burbujas.» «La precipitación de substancias minerales principia ya antes de la estabilidad completa de la corriente de lava.» Esto está comprobado además por las observaciones de Weigelt (véase arriba), que ha dado a conocer las figuras de amígdalas exteriormente fundidas y trozos de fractura de ellas procedente del meláfiro de Ilfeld. En favor de una precipitación de sílice íntimamente relacionada con el enfriamiento de la roca eruptiva, hablan también las arriba citadas vetas de cuarzo, parecido a ágata (fig. 2).

Reis se explica la formación de la ágata de la manera siguiente: debido a la temperatura elevada, existió al principio una fuerte tensión de vapor, que se redujo durante el enfriamiento. Se forma «un espacio medio evacuado, que trata de ponerse en equilibrio por afluencia de la vecindad. Ésta trae residuos de gas y líquidos desde los intersticios de la roca vecina... Pudo formarse todavía agua de los restos de elementos, la cual, en cooperación con el ácido carbónico magmático, pudo actuar en cierto grado como resorbente sobre los minerales; las soluciones que de esta manera se concentran rápidamente, serán paulatinamente atraídas por las burbujas». Las bandas son «depósitos estratiformes»; «la jalea recibió su estratificación interior por un crecimiento de acumulación... o por un relleno interior con sílice en forma de bandas, en analogía con el experimento de Daubrée, pero según mi modo de ver, no por la difusión». Se distinguen dos (o tal vez tres) generaciones de relleno, separadas por una interrupción temporaria. Trozos de fractura de calcedonia de la primera generación están incluídos en la calcedonia de la segunda.

Los trabajos de Reis abarcan un material muy amplio de observación, pero no han encontrado la atención que merecen en la discusión sobre la formación de las ágatas. Dado el poco tiempo que tuve para la entrega del presente estudio, no he podido revisar mi colección tan minuciosamente para hacerme posible la discusión de las teorías mencionadas arriba en todos sus detalles. Me limito, pues solamente a la comunicación de mis observaciones directas hechas sobre el relleno, que deberán servir a discusiones futuras.

En los yacimientos brasileños existen amígdalas llenadas por ágata y otras cuyo interior se compone casi exclusivamente de cristales de cuarzo. En muchas alternan los dos modos de formación dentro de la misma amígdala. En los diferentes yacimientos suelen ser representados gene-

ralmente todos los tipos, pero predominan o sea las ágatas densas o los cristales. Ambos se explotan. Los mineros que trabajan el ágata distinguen las variedades siguientes:

«*Sal*». — La amigdala está completamente rellenada con cristales de cuarzo, que están entreverados en forma compacta e irregularmente por el crecimiento, y que no son ni límpidos-diáfanos, ni muestran puntas de cristales de linda coloración. Tales drusas abundan más en los yacimientos. No tienen valor, pero su presencia sirve como indicio para la existencia de piedras buenas.

Cristal. — En el interior de la bola se encuentra un hueco (a menudo llenado con agua), hacia el cual se dirigen las puntas libres de los cristales. Sus dimensiones oscilan con el tamaño de la bola. He visto terminaciones de cristales de 6 centímetros de diámetro. Las puntas deben ser claras y diáfanas y tener algún tinte de color. Cristales de roca incoloros no se aprovechan. Se cortan las puntas, y si se trata de amatistas puras, son utilizadas directamente. Se encuentra toda la escala de colores desde el violáceo obscuro hasta al amarillo verdoso pálido, pero mayormente en distribución irregular nubeiforme. Los cristales de coloración homogénea son calcinados, procedimiento por el cual adquieren un color amarillo de topacio. Estas piedras llegan en gran cantidad al comercio. (Los fenómenos de transformación durante la calcinación están tratados en: Klemm-Wild, *Ueber Färbung und Bildung des Quarzes; Zentralbl. f. Min. u. s. w.*, Abt. A, 1925, N° 9.)

Piedras «massik». — Las burbujas están rellenadas por una masa homogénea en la cual no se nota ninguna estructura de bandas producida por un cambio de grano y materias colorantes. Tampoco al teñirla no se destaca ninguna estructura. La superficie de fractura tiene que ser lisa, no nodulosa. El color es un gris azulado, pero se puede teñir la piedra para su elaboración. Este tipo tiene menor valor.

Piedras de listras (listra=lista, cinta). — Éstos son las ágatas listadas. cuanto más anchas son las listas tanto mayor es el valor de la ágata. nE la fractura fresca en la masa gris se nota a veces apenas un vestigio de las bandas, asemejándose las piedras a menudo a las «piedras massik». Falta el contenido de las sales de hierro que tiñen, y es desconocida la materia que ha de haber desempeñado en este caso el papel de coloide protector durante la difusión. Por la acción de la intemperie, las cintas llegan a destacarse con nitidez, conservándose algunas capas con color gris obscuro, mientras que otras adquieren un color blanco puro, lo que fué denominado por Liesegang «desvitrificación». Pero las bandas resaltan especialmente bien por un procedimiento de tintura, porque las diferentes capas absorben el colorante con diferente intensidad.

Esta clasificación en cuatro grupos alcanza para los fines prácticos del minero, pero no es suficiente cuando se trata de dar una idea del des-

arrollo variado de las ágatas. Y justamente el conocimiento de lo constante dentro del cambio en la estructura, y por consecuencia la distribución de la calcedonia y del cuarzo es de importancia para la interpretación de la formación del ágata. Los rellenos que he observado se dejan clasificar de la manera siguiente:

I. *Ágata maciza.* — La burbuja está exclusivamente rellenada por calcedonia, formaciones de cristales faltan por completo. El relleno puede limitarse a las paredes, pero, en general, el hueco está ocupado en su totalidad por la masa de calcedonia. Solamente de vez en cuando se notan grietas de contracción, cubiertas con un velo de un brillo titilante de cristales finísimos. Esto ya conduce al segundo grupo.

1. El relleno es completamente libre de bandas y homogéneo en su color, lo que corresponde a las « piedras massik ». Generalmente falta todo hueco en el interior. Si tal hueco existe, sus paredes son de superficie racimosa, lisa o cubiertas por cristalitos. Se ha observado que en las burbujas aplastadas el ágata maciza, no listada, ocupa todo el espacio, pero deja en el medio una sutura (no hueco) longitudinal. Una amígdala redonda tenía un aspecto claro y translúcido en la fractura, casi como un ópalo y parecía ser completamente homogénea. No obstante, en la preparación microscópica aparecieron suturas nítidas, sobre las cuales las fibras de calcedonia se encuentran formado un ángulo agudo (véase lám. II, fig. 4).

2. Las cintas paralelas a la pared se observan en muchos casos recien en el material algo descompuesto o mirándolo contra la luz, pero a menudo ya es visible en la piedra bruta fresca. En lo demás, el desarrollo es el mismo como en el tipo anterior. Una de estas ágatas de mi colección está atravesada por una faja que tiene un clivaje paralelo a su superficie-límite y que resalta por esta propiedad tambien en la fractura fresca, mientras que las demás bandas están visibles recién en la parte transformada por la alteración. En los límites de esta faja resaltante tiene que haber un cambio brusco en la estructura. Durante la alteración guarda su coloración obscura. Las bandas interiores están encorvadas y no siguen más los contornos de la pared.

3. A menudo se encuentran amígdalas que tienen en la pared una capa listada o no listada, a veces de un espesor considerable. En cambio el núcleo está cinteado horizontalmente. También estas amígdalas están llenadas por completo o la parte superior del núcleo queda vacía. Un ejemplo está representado en la figura 1 de la lámina II. Liesegang ha publicado (« Die Achate », fig. 41) la fotografía de una ágata con dos sistemas de capas horizontales, separadas por ágata de fortaleza. Por su aspecto, todos estos fenómenos pueden denominarse « discordancias de capas » sin que se quiera emitir con esto una opinión sobre la manera de su formación.

4. Relativamente raras veces el hueco se encuentra encrustado por una calcedonia racimosa (lám. I, fig. 3), la cual puede desarrollarse también en forma estalactítica. Liesegang, quien explica esta última formación como análoga a los crecimientos de ciertos silicatos, las denomina « seudo-estalactitas ».

5. Calcedonia racimosa que se prolonga en forma de clavijas aisladas, de regular tamaño hacia el interior del hueco. Al romperlas se encuentra en su interior el molde negativo de un escalenoedro de calcita, cuyos planos de clivaje están todavía marcados por listas de sílice. En este caso habría entonces un revestimiento de calcedonia sobre cristales de calcita, que luego fueron disueltos.

II. *Drusas de cristales.* — Si no consideramos la cáscara exterior, que parece compacta al primer golpe de vista y que envuelve todas las amígdalas de ágata y que suele ser muy delgada en comparación con la masa de relleno, el contenido de estas burbujas consiste en cristales de cuarzo, respectivamente de amatista. La calcedonia, en cualquier forma, falta por completo.

1. La forma más sencilla es aquella en que los cristales, pegados a las paredes, crecen perpendicularmente hacia el interior. Si el crecimiento adelanta tanto que los cristales se juntan desde ambos lados, llenando el espacio sin poder formar caras cristalográficas terminales, resulta lo que el minero llama « sal ». Pero en numerosos casos queda un intersticio hueco, hacia el cual se extienden las terminaciones de los cristales. Las puntas de los cristales están ubicadas más o menos en el mismo plano, sin que los diferentes individuos sobresalgan o queden atrás de una manera notable. El crecimiento de los cristales se produce del modo siguiente: en la pared de la burbuja se encuentran al principio numerosos individuos de cristales en densa distribución. Al crecer, algunos ejemplares se ensanchan siempre más, a expensas de sus vecinos que pronto quedan suprimidos. De esta manera quedan atrás cada vez más individuos, la cantidad de terminaciones de cristales dirigidas hacia el hueco se reduce constantemente, pero en cambio aumenta su diámetro. Si se desprende un cristal grande se observa que se levanta sobre una base angosta con interrupciones finas y numerosas en forma de escalera, poniéndose el cristal hacia arriba cada vez más grueso, teniendo- pues, la forma de una maza.

Es un fenómeno conocido, desde hace tiempo, que en la mayoría de los casos la coloración empieza recién la punta de los cristales. Pero esta no es la regla. Al contrario, en numerosos casos las puntas son incoloras y una faja coloreada, paralela a la pared, se extiende a través por el medio de los cristales. Casos especialmente interesantes se pueden observar en el material del arroyo Constantino. Las burbujas verticales, estiradas, están tapizadas principalmente por cristales y quedan vacías en el inte-

rior. En muchos huecos había, hasta la tercera parte de altura, un barro arcilloso colorado. En otras burbujas la parte superior e inferior era desarrollada como «sal», mientras la parte central quedaba vacía (fig. 7). La «sal» de la parte inferior se pudo deshacer según planos horizontales, pero se componía de una mezcla de cristales de cuarzo.

2. En los casos tratados, los cristales eran paralelos y de crecimiento perpendicular a la pared de la burbuja hacia el centro del hueco. En cambio en el yacimiento del arroyo Constantino se han encontrado con especial frecuencia grandes haces radiales de cristales, que crecen desde centros separados, juntándose lateralmente y teniendo por esto un desarrollo de caras cristalográficas libres solamente hacia el interior. (fig. 8).

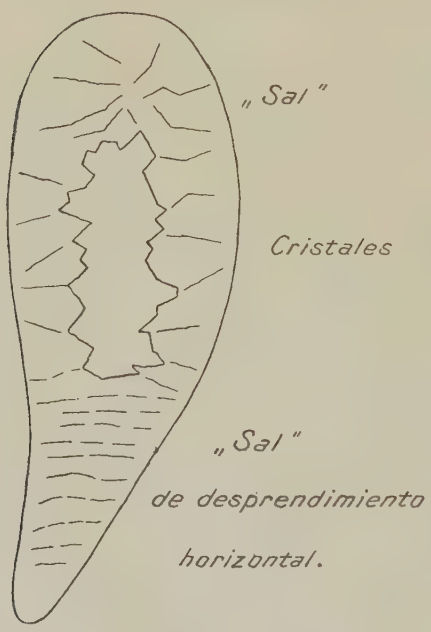


Figura 7

3. Bajo el nombre de «flores de cristales», los mineros denominan clavijas que se extienden al interior y que están cubiertas con rosetas de cristales. Al romper tales «flores», se encuentra en su interior un hueco delgado revestido a veces con una calcedonia verrugosa, o tambien se observa el molde negativo de un escalenoedro de calcita. Las rosetas de cristales se levantan considerablemente sobre los cristales que cubren uniformemente la pared (véase lám. II, fig. 3).

4. Se han observado dos generaciones. Las paredes están cubiertas por una primera generación, de varios centímetros de espesor, de cristales bien desarrollados en cuyas caras cristalográficas se adhieren innumerables cristalitos finos titilantes.

III. *Combinación de ágata densa con cristales.* — Tales combinaciones son muy numerosas y la mayoría de las placas grandes de ágata pulida, muestran un infinidad de variaciones. Tambien ellas se puedcn reducir a unos pocos tipos de desarrollo distinto.

1. Sobre la costra se adhiere, primeramente, con espesor de varios centímetros, la ágata maciza, listada paralelamente al contorno exterior de la amígdala o sin esta estructura. Encima se insertan cristales chicos o grandes, como lo hemos descrito bajo la rúbrica II_1. El límite entre el cristal y el ágata está bien marcado. La proporción del espesor de las dos costras es la más variable.

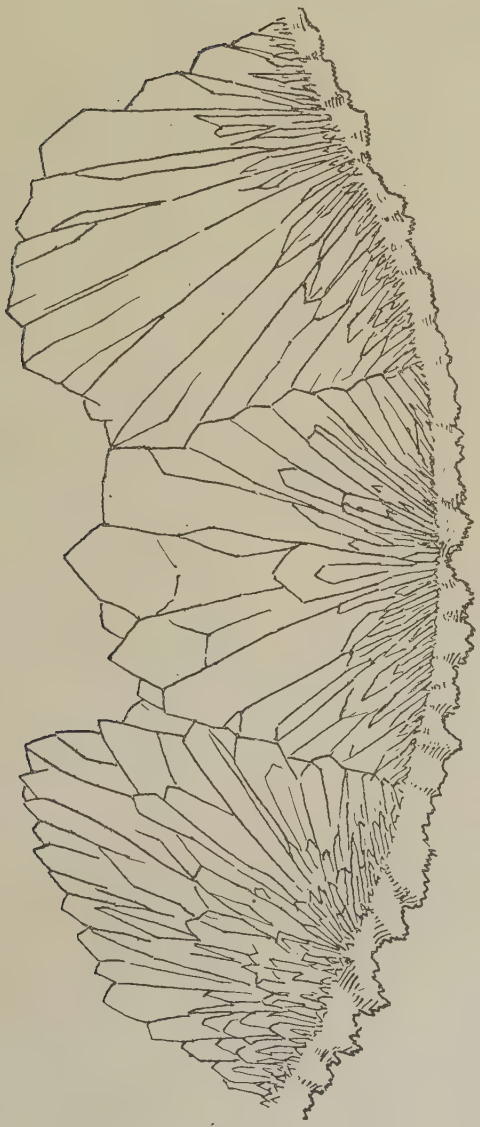


Figura 8

2. La primera capa puede ser formada por una calcedonia racimosa-verrugosa, sobre la cual se insertan o se agregan los cristales como revestimiento de las ondulaciones y que son de aspecto parecido a las «flores de cristales». Algunas protuberancias alcanzaron hasta medio metro de altura.

3. La ágata maciza y las capas de cristales alternan repetidas veces. Según la modificación, si a la costra sigue primero el ágata o los cristales, obtendremos las sucesiones siguientes:

a) Ágata — cristal — ágata;

b) Cristal — ágata — cristal.

Una alternación más frecuente se ha observado raras veces. Cuando los cristales forman el interior, entonces cubren a menudo al ágata maciza solamente en forma de una capita muy delgada. Pero mayormente se desarrollan más y llenan el espacio disponible en forma de «sal» (cuarzo del centro). De igual modo, el ágata interior puede cubrir las puntas de cristales en forma de una película delgada de calcedonia o allanar también por completo las desigualdades. Debido a la irregularidad de los contornos de las paredes, o a un desarrollo desigual del relleno, las superficies de crecimiento se juntan temprano y dividen el hueco en varias secciones, de las cuales cada una crece como drusa por separado, dando origen a los aspectos más diversos que conocemos de las ágatas pulidas.

4. En numerosas burbujas constatamos una estructura listada paralela y horizontal de la ágata maciza, la cual abarca, en los individuos de la región visitada por mí, solamente la parte inferior de la burbuja, mientras que la parte superior está revestida por cristales o rellenada completamente por ellos. También en este caso se puede establecer dos subgrupos:

a) La estructura listada corre paralelamente a una base plana. No es seguro si esta base existía primariamente, pues he encontrado tales bolas vacías solamente en la parte alterada del meláfiro. De la figura 9, dibujada según una amígdala encontrada *in situ* sobre el arroyo Constantino, resulta que la base plana hubiera podido formarse recién durante la descomposición por una disgregación. Las amígdalas que, en esta región, poseen un eje longitudinal vertical, se componen en su parte más inferior de un cuarzo colorado duro, que colinda con superficie plana con el ágata listada que sigue encima. El conjunto se rompe fácilmente por el plano del límite, y *durante la descomposición la amígdala tiene que dividirse en dos partes según este límite.* La roca cuarzosa colorada está atravesada por venas finas de calcedonia, que se reconocen ya a ojo sin lente y que dan la impresión de grietas de encogimiento. En el corte microscópico (lám. II, fig. 5), se ve lo siguiente: la masa colorada es finamente cristalina con disposición irregular de los cristales y tiene una superfi-

cie racimosa. hacia esta superficie la masa irregular de cristales pasa a una capa listada, libre de pigmento, de fibras finísimas de calcedonia, que terminan a su vez brúscamente en otra superficie racimosa. Encima de la superficie se adhieren haces verticales de calcedonia. Los intersticios que quedan están rellenados por un pavimento de cristales de cuarzo. La parte más superior está ocupada, finalmente, por « sal ».

Interesante es observar el comportamiento de las listas horizontales en el caso de que aparecen simultáneamente las cintas de ágata paralelas a la pared. Como lo enseña la figura 10, de una ágata del río Forquetinha, las bandas horizontales pasan solamente en parte por la capa de la pared, el resto queda en discordancia en el fondo. En este trozo se nota además, entre las capas horizontales, huecos delgados lentiformes, tapizados con cristalitos;

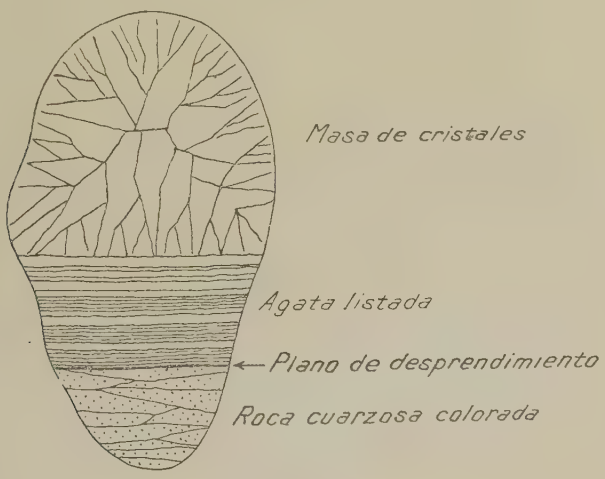


Figura 9

b) Si el ejemplo del arroyo Constantino demuestra que la estructura listada horizontal puede desarrollarse independientemente de un fondo plano, el fenómeno resalta con mayor claridad todavía en las burbujas estiradas. La figura 6 (pág. 00) enseña mejor que todas las explicaciones, como las amígdalas están atravesadas por estas bandas orientadas bajo ángulos que varían según la posición de la burbuja en el meláfiro.

En una amígdala estirada de esta índole, que yo había encontrado como rodado en el lecho del río Jacuhy (todos los ríos conducen rodados de ágata en gran cantidad), existían dos generaciones de relleno superior de cuarzo. La primera generación revestía la pared, como lo fué descrito bajo la rúbrica II_1. Las puntas de los cristales estaban teñidas de amarillo y cubiertas con una capita delgada de calcedonia, sobre la cual se adhería la segunda generación con haces de cristales radiales (tipo II_2).

Un elemento importante de relleno, citado hasta ahora solamente de

paso, es la *calcita*. Este mineral es tan frecuente que no puede considerarselo solamente como componente accesorio. Ya Reis indicó que los carbonatos pertenecen a una fase de formación temprana. Los cristales de calcita empiezan generalmente inmediatamente encima de la pared de la burbuja y crecen a menudo hasta muy adentro del hueco. En la mayoría de los casos están disueltos y en la superficie exterior de las amígdalas sueltas y desprendidas de la roca alterada, los moldes negativos de los escalenoedros antes existentes, son un fenómeno común. Se los encuentra también en su interior y hasta en tamaño considerable. Su forma se refleja en las costras delgadas, huecas, de cuarzo, tapizadas con cristales.

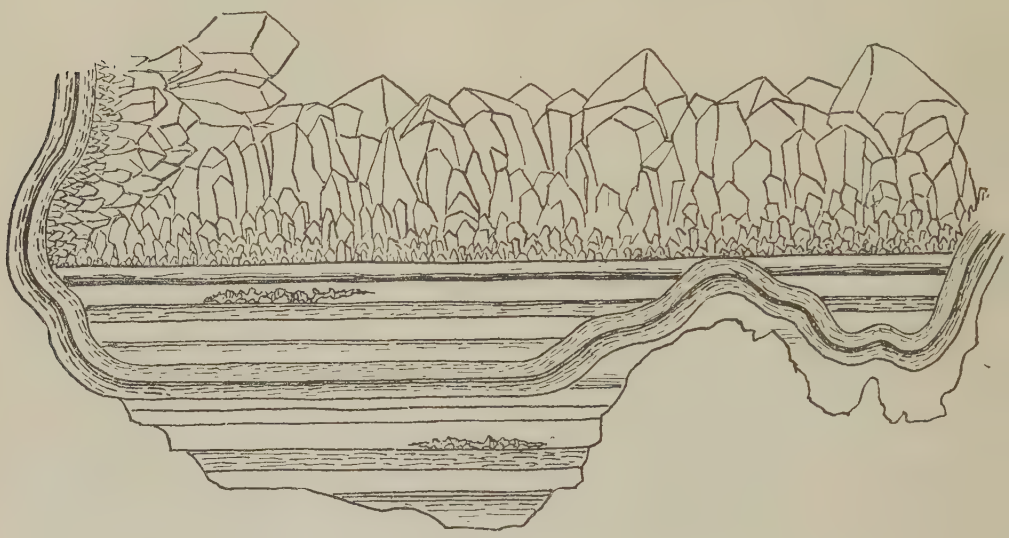


Figura 10

Muchas amatistas se adhieren con su parte prismática, desarrollando en sus terminaciones las caras de romboedros. Los cristales de cuarzo, que se adhieren sobre los planos de tales moldes negativos de calcita, suelen ser de menor tamaño que los que se pegan sobre las aristas y vértices.

A menudo se puede observar como se ha efectuado el desalojo de la calcita. La sílice penetra en las grietas de clivaje y cuando la calcita entra en solución y cuando no se mantiene el acarreo de sílice nueva, obtenemos entonces un esqueleto de cuarzo que deja ver los planos rombroédricos de clivaje. Los listones de cuarzo pueden ser revestidos con cristales de cuarzo o calcedonia racimosa (lám. I, fig. 6). Al continuar este crecimiento, los huecos serán finalmente cerrados. En muchas el espato doble, se ha conservado todavía fresco y diáfano, pero está atravesado ya por los listones de cuarzo, a su lado aparece el esqueleto de listones que pasa a una mezcla más o menos compacta de cristales de cuarzo, en la cual la estructura primordial de la calcita es poco visible.

En muchas amígdalas hay en el centro un cristal de calcita o su esqueleto, envuelto por una masa gruesa de cristales de cuarzo y en este caso no es imposible que se trate de un último resto, protegido hasta ahora contra la destrucción.

Tengo que mencionar todavía un hallazgo muy particular. En la colección notable de ágatas del señor Hennig, en Santa Cruz, se encuentra una drusa, que muestra en su interior un cristal grande de yeso (lám. II, fig. 5). La pared se compone de ágata maciza, revestida por una costra de cristales. Listones de cuarzo penetran al interior del yeso. Queda a resolver si se trata en este caso de una seudomórfosis según calcita. Las piritas de hierro y de cobre son demasiado raras en las amígdalas (véase también O. M. Reis, *op. cit.)*, para que puedan suministrar el ácido sulfúrico. Reis menciona el yeso únicamente de un enhydros. No he llegado todavía a ninguna interpretación para este fenómeno.

VII

Noticias sobre la propagación ulterior del Triásico

El Triásico se extiende desde Santa María hacia el oeste, cruzando el río Uruguay y cubriendo también grandes extensiones en el territorio de Misiones y la provincia de Corrientes, en la Argentina. Por el motivo de que existen muy pocas noticias sobre estas regiones en la bibliografía, me permito comunicar mis observaciones personales a pesar que también ellas no ofrecen más que fragmentos.

En el trayecto del *ferrocarril entre Santa María y Uruguayana,* he podido hacer desde el tren las observaciones siguientes: A medida que se avanza hacia el oeste, desaparece el borde de la Serra, campos abiertos se extienden en el norte y en el sur entre lomas suaves, compuestas aparentemente por rocas coloradas, ricas en arcilla, entre las cuales serpentean los ríos. El lecho del río Santa María, al oeste de Cacequy, está rellenado por una cantidad enorme de arena, entre la cual el río mismo ocupa apenas la cuarta parte del valle. La vega está cubierta por un bosque de galería. La abundancia de la arena es un indicio de restos afloramientos de arenisca de São Bento, en el sur, desde donde viene el río. El río Saycan, que corre a pocos kilómetros al oeste, ha puesto al descubierto peñas firmes y forma saltos. Fuera de esta interrupción el ojo no ve más que vastos campos ondulados, casi sin poblaciones, y anchas vegas que acompañan los ríos. Luego sobre un trecho largo el ferrocarril sigue por el lado sur del talweg bajo del río Ibicuy. Al norte se levantan varios cerros como relictos de erosión : cerros tabulares con cubierta delgada o ancha,

de pendiente lateral abrupta, la cual, según White, se compone de arenisca de São Bento. Después de Itapevy, estos cerros aparecen también por el lado sur de la vía, que se acerca directamente al lado del río Ibicuhy, lleno de bancos de arena. Los altiplanos de arenisca han sido recortados por el río, y tienen por estos lados bordes abruptos, debajo de los cuales aparecen los estratos arcillosos, cubiertos con bloques diseminados. Debido a la destrucción constante, los bordes de las mesetas retroceden desde el río y de sus afluentes. Tales paredones nos acompañan hasta el Tigre. Las capas parecen tener una posición casi horizontal. Los cerros tabulares tienen una altura uniforme. Después de Tigre el ferrocarril sube al campo ondulado. Limos colorados descansan sobre arenisca. Se cruza varios valles. Se llega al meláfiro, que asoma también en el lecho del río Ibirapuitan, el cual se cruza cerca de Alegrete. El terreno se pone cada vez más llano a medida que se sigue hacia el oeste. La roca firme aparece a menudo a través de la vegetación herbosa rala. Las faldas de los valles se destacan poco. Cerca de Inhanduhy aparece otra vez la arenisca a una distancia de algunos centenares de metros.

Uruguayana. — La ciudad está ubicada sobre una terraza de rodados, ligeramente ondulada, algunos metros encima del cauce del río. El subsuelo de los rodados, compuestos mayormente por nódulos de ágata, se compone de meláfiro, como se ve, en varios puntos de la orilla.

Posadas (Misiones). — Abajo en el puerto, sobre el río Paraná aflora meláfiro, que se prolonga hasta muy adentro del río en restingas chatas, que apenas se levantan sobre el nivel del agua. Se las observa aguas arriba, por todo el río se destacan bien durante el nivel bajo del agua, pero no cruzan todo el ancho del río, sinó dejan un espacio libre que forma una especie de canal natural para la navegación. Este canal es poco profundo, pero en él el agua corre con gran fuerza. La masa de meláfiro de la orilla se compone de las partes siguientes :

4. Meláfiro en columnas;
3. Meláfiro amigdaloide;
2. Meláfiro, pobre en burbujas, con vetas horizontales de cuarzo;
1. Meláfiro amigdaloide.

El meláfiro en columnas se puede observar a menudo en las calles mismas. Las columnas verticales no son muy uniformes. Simultáneamente se nota con frecuencia una disgregación horizontal, como también costras de descomposición de color pardo rojizo, y de un fácil desprendimiento. Inmediatamente al lado del puerto las partes inferiores de la roca están puestas al descubierto. En las burbujas se encuentra calcita, ágata o una substancia verde (clorita R. B.). Pueden alcanzar el tamaño de un puño, pero mayormente son más chicas. Las burbujas grandes están estiradas horizontalmente. En el mismo rumbo corren también vetas estratiformes de cuarzo, de un espesor de un dedo, que se presentan con

preferencia en la roca, pobre en burbujas, en su límite con vetas estratiformes de meláfiro rico en burbujas (espesor varios centímetros), de manera que aquéllas las acompañan en su yaciente y en el techo. Otras vetas de cuarzo cruzan además la roca oblicuamente.

En el río Miriñay, cerca de Monte Caseros, donde colindan la Argentina, el Brasil y el Uruguay, he visto otra vez asomar el meláfiro en el cauce del río. Fuera de esto se ve en la orilla oeste del Uruguay solamente estepas llanas con gramíneas sobre capas de rodados, alternando con bosques ralos a lo largo de los arroyos y ríos.

VIII

Investigaciones microscópicas de algunas muestras de rocas eruptivas por el doctor J. Schulzky

La presente breve descripción petrográfica de algunas rocas eruptivas de Río Grande do Sul fué hecha sobre 7 muestras, coleccionadas por el doctor B. v. Freyberg quien me las cedió amablemente para estudiarlas.

El carácter mineralógico de estas rocas es en general muy monótono. Predominan en todas partes plagioclasas ricas en anortita, augitas basálticas monoclínicas y magnetita en abundancia. Otro rasgo característico forman las precipitaciones fuertes de hidróxido de hierro, que tiene su origen por mayor parte en la magnetita alterada, pero también en augitas y olivinas alteradas. Fenómenos de alteración en general son muy típicos. Así encontramos numerosos productos de alteración que se destacan de la pasta con contornos borrados, a veces radiofibrosos y con tintes verdes y pardos. Estas substancias provienen parcialmente de augita descompuesta, en parte tal vez además de una olivina alterada. Los cristales de este último mineral no se dejan reconocer con certeza en ninguno de los cortes microscópicos, razón por la cual no han sido nombrados en la descripción individual de las rocas. No obstante, es posible que la olivina participa en un caso u otro y en grado moderado, en la composición de las rocas. Me refiero a K. Walther, quien describió rocas eruptivas de la Estancia Pedernal, en la Serra Geral, encontrando segregaciones escasas de olivina con bordes fuertemente corroídos y precipitación considerable de Fe_2O_3.

La combinación principal de plagioclasa-augita, eventualmente con olivina escasa, y la ausencia de los «reemplazantes de los feldespatos», como nefelina, leucita, etc., habla en favor de que las rocas pertenecen al grupo de los basaltos a feldespato. Por ser las rocas de edad triásica,

les daremos el nombre usual de «meláfiro.» Por su estructura se pueden distinguir dos tipos: primero las rocas con pasta holocristalina y estructura porfírica. Éstas corresponderán a las navitas o a las porfiritas diabásicas. Su pasta se compone de un fieltro de pequeñas plagioclasas con relativamente poca augita y magnetita. Los feldespatos muestran a menudo una disposición esferolítica. En el segundo tipo la pasta es vítrea; podemos denominar estas rocas como hialodiabasa o wichtisita, caracterizadas por su estructura vitrofírica. Por su aspecto exterior, muy semejante al pechstein, las denominaremos aquí como pechstein de basalto.

Otras dos rocas (muestras Br. 5 y 6) son tobas de una estratificación sumamente fina, en las cuales apenas se puede reconocer uno que otro compoponente sedimentario ajeno.

Seguirá ahora la descripción individual de las muestras.

Br. 1. Meláfiro de la Serra Geral de Boqueirão. — La roca tiene una estructura holocristalino-porfírica y se compone en su mayor parte de feldespatos en disposición irregular, frecuentemente esferolítica. Listones idiomorfos de plagioclasa son escasos. Además se nota augita monoclínica y magnetita. Fenocristales son raros; se componen de individuos bien desarrollados de feldespato, parcialmente substituídos por calcita y de cristales fuertemente corroídos de ilmenita. Las plagioclasas demuestran las maclas típicas según la ley de albita; su carácter óptico es positivo. Se ha podido determinar la extinción en un corte vertical a α, obteniendo $+19°$, lo que corresponde a una andesina hasta labrador. Las augitas tienen un tinte marrón pálido, son monoclínicas, su extinción c/γ es de 36-40°, documentándose como pertenecientes a la serie del diópsido. Como accesorios figuran magnetita e ilmenita. Los cristales de magnetita son muy abundantes y siempre de tamaño reducido. La ilmenita se presenta en formas grandes, sinuosas, con aristas redondeadas. Sobre los bordes se notan los principios de la formación de leucoxeno

Br. 2. Meláfiro, también de Boqueirão. — La composición mineralógica es aproximadamente la misma como en la roca anterior. Las plagioclasas de la pasta son algo más pequeñas, en vez del desarrollo esferolítico, predominan en este caso los listones. Fenocristales mayores faltan, pero en una zona de contornos flameados (Schliere) se han encontrado agregados de feldespato, entreverados por crecimiento y de tamaño algo mayor que los demás individuos; simultáneamente, la magnetita es más abundante. Las augitas monoclínicas juegan un papel muy inferior en relación a los feldespatos, siendo su cantidad insignificante en comparación con aquéllos. Como mineral accesorio, la magnetita es otra vez muy abundante; un tinte marrón-rojizo indica que se ha transformado parcialmente en hidróxido de hierro. En cambio, falta la ilmenita en esta preparación. Además se ha observado todavía un cristal de zircón y apatitas aisladas, incluídas generalmente en los feldespatos.

Ambas rocas tienen un aspecto macroscópico gris, mostrando una granulación fina muy homogénea.

Br 3. Pechstein de basalto (hialobasalto) del arroyo Constantino. — La roca tiene el aspecto típico del pechstein; en la pasta de vidrio de color marrón negruzco se presentan productos amarillo-verdosos de desvitrificación. Bajo el microscópio aparece una masa isótropa de vidrio, en la cual nadan cristales bien idiomorfos de plagioclasa y de augita. Los feldespatos se presentan en dos generaciones: individuos grandes aislados como segregaciones tempranas y números chicos que visiblemente pertenecen a la fase efusiva, son láminas delgadas según M; el carácter óptico es positivo. La extinción sobre M fué determinado en —24°, lo que rresponde a un labrador en el límite hacia la bytownita, de composición Ab_2An_3. Aisladamente se ve una estructura zonal. Las augitas son monoclínicas y muestran un pleocroismo nítido del verde al marrón. Raras veces están bien conservadas, mayormente se encuentran en estado de descomposición, la cual principia en el margen y sobre las grietas. Los feldespatos penetran a veces con contornos idiomorfos en la augita. La magnetita se presenta en cristales octaédricos chicos, a veces con formación de maclas según la ley de espínelo. Simultáneamente existe la ilmenita con sus formas sinusas características.

Br. 4. Meláfiro del arroyo Constantino. — También en esta muestra la pasta es vitrofírica, pero el vidrio retrocede más ante los componentes cristalinos que en la roca *Br. 3.* Por este motivo el aspecto macroscópico de la muestra es nítidamente cristalino; en estado fresco su color es negro, las partes decompuestas han adquirido un tinte pardo-rojizo por la precipitación de hidróxido de hierro. Bajo el microscópio se nota, además de los números fenocristales, las manifestaciones claras de una desvitrificación. Los feldespatos aparecen otra vez en dos generaciones; los individuos grandes más antiguos, son escasos y generalmente no han formado maclas; en cambio, los de la segunda generación se componen generalmente de dos, menos frecuentemente de tres o más individuos de macla. Las augitas han sido transformadas intensamente en clorita, cuyo color es un verde con pleocroismo marcado. Al lado de estos existen todavía augitas no descompuestas de color marrón pálido; la extinsión c/γ es de 48°, característica para una augita basáltica común. Como último producto de descomposición de la augita se encuentra en la pasta agregados radio fibrosos de color pardusco claro, de carácter óptico también positivo y de extinción recta, pero en este caso podrá tratarse quizás de productos de alteración de la olivina. Además, se nota magnetita e ilmenita. La segregación secundaria de Fe_2O_3 es muy acentuada.

Br. 5. Toba de cristales del río Sinimbú. — La roca es una toba de color pardo, de grano extraordinariamente fino y de estratificación para-

lela uniforme. Los componentes de la roca son los mismo minerales que en las rocas anteriormente descritas. Es característico que los numerosos listones de plagioclasa y los granos de augita son casi todos del mismo tamaño, lo que habla en favor de un lavaje por el agua. El término medio del largo de los listones de feldespato fué medido en 0,02-0,05 milímetro. Al mismo tiempo la magnetita es extraordinariamente abundante, siendo sus granos más o menos del mismo tamaño. Su color es fuertemente rojizo, siendo el mineral, por parte, completamente transformado en hematita. Algunos huecos, orientados en el rumbo de la estratificación han sido rellenados con cuarzo.

Br. 6. Toba de cristales del mismo punto. — También esta muestra es una toba. Pero mientras que la masa de la roca *Br. 5* se compone esencialmente de plagioclasa, se han aumentado en la presente las augitas, aunque las plagioclasas no retroceden por completo. Se ha determinado una augita ópticamente, su extinción era $c/\gamma = 46°$. Se tratará también en este caso de una augita basáltica común. Lo que llama todavía la atención en esta roca, es una infiltración secundaria considerable de cuarzo. El tamaño de los granos sufre un cambio paulatino a traves de la roca en el cual participan del mismo modo la plagioclasa, la augita y la magnetita, lo que otra vez puede ser explicado por la acción mecánica del agua durante la sedimentación.

Br. 13. Meláfiro del río Forquetinha. — Es una roca de color negro profundo, semejante al pechstein, de fractura concoidal, que deja reconocer a simple vista fenocristales y huecos pequeños rellenados con cuarzo. Bajo el microscopio se distingue una pasta compacta, de color marrón oscuro, llena de números huecos, revestidos secundariamente con una calcedonia radiofibrosa. Los fenocristales, de tamaño muy variable, son abundantes: La preparación microscópica muestra plagioclasas que alcanzan hasta 1 milímetro de largo. Estos cristales, de un tamaño mayor, se presentan en formas con un ancho relativamente más acentuado; la mayoría está maclada por dos individuos solamente. El carácter óptico es positivo, la extinción vertical a la cara (010) fué determinada en 28,5°; resulta entonces que feldespato es un labrador. Las augitas forman individuos, alargadas según el eje, o ademas se presentan en granos de menor tamaño. Éstos están más descompuestos y a menudo teñidos de verde por una substancia clorítica. La magnetita es bastante escasa en esta roca. Debido a su pasta vítrea, este meláfiro puede ser denominado también hialodiabasa.

EXPLICACIÓN DE LA LÁMINA I

1, Revestimiento sencillo con cristales (amatista). Las puntas se mantienen dentro de plano curvo uniforme. Aproximadamente $^1/_8$ del tamaño natural. Original de unos 40 centímetros de diámetro: colección Hennig, en Santa Cruz.

2, Base plana. La parte inferior del relleno está formada por ágata listada que parcialmente se prolonga hacia la parte superior de la pared. Encima relleno de cristales. Hueco central, revestido con calcedonia. Aproximadamente $^3/_8$ del tamaño natural. Colección Hennig, en Santa Cruz.

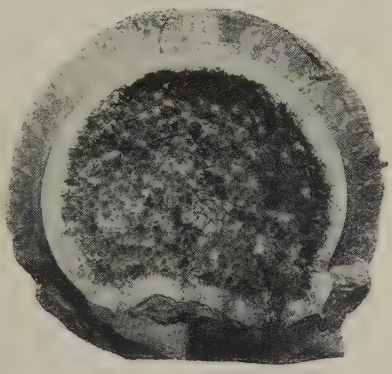
3, Seudo-estalactita. Tamaño muy reducido. Colección Hennig, en Santa Cruz.

4, Moldes de escalenoedros de calcita. Aproximadamente $^1/_{5\cdot5}$ del tamaño natural. Colección Hennig, en Santa Cruz.

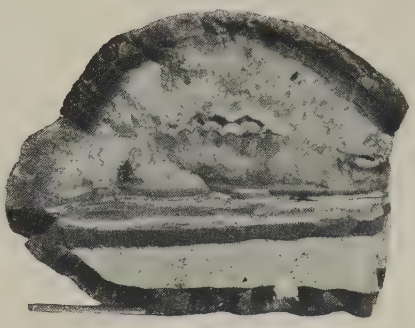
5, Cristal grande de yeso dentro de una amigdala, atravesado por listones de cuarzo $^1/_{6\cdot6}$ del tamaño natural. Colección Hennig, en Santa Cruz.

6, Listones de cuarzo que siguen a los planos de clivaje de una calcita, ahora disuelta. Principio de un relleno con calcedonia. Reducción aproximadamente a $^1/_4$. Colección Riedl, en Santa Cruz.

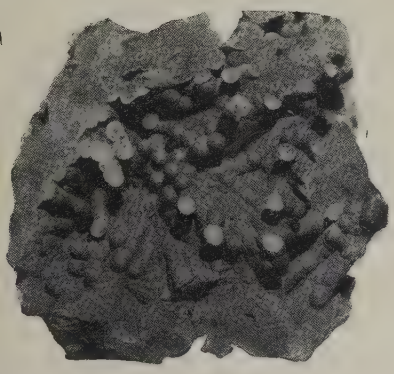
Estos ejemplares proceden de la Serra Geral de Santa Cruz



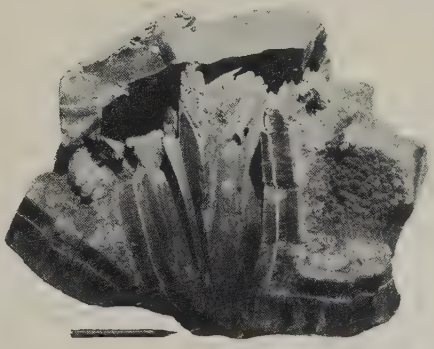
1



2



3



4

5

6

EXPLICACIÓN DE LA LÁMINA II

1, Ágata maciza como revestimiento de la pared. Relleno discordante del centro por ágata horizontalmente listada $^1/_3$ del tamaño natural.

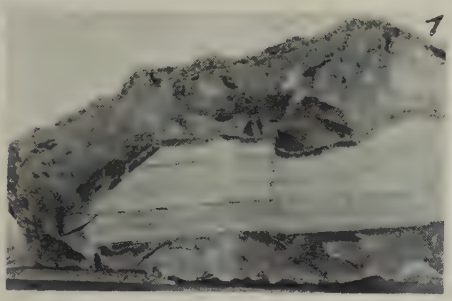
2, « Tatu » Bola de cristales o de ágata, desprendida de la roca madre por la descomposición de ésta.

3, « Flores de cristales ». Aproximadamente $^1/_7$ del tamaño natural.

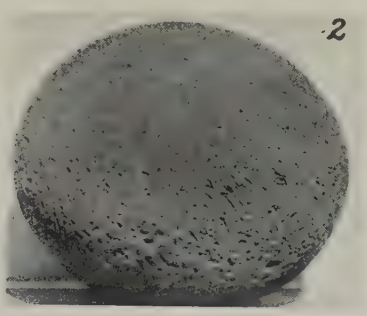
4, Relleno de calcedonia, exteriormente completamente hemogénea. En el corte microscópico aparecen fibras de orientación diferente. Aumento $\times$ 75 (reducido a $^3/_4$ de su tamaño en esta reprodución). Nicoles cruzados.

5, Maza cuarzosa colorada, dura, de la figura 9 del texto. Aumento $\times$ 75 (reducido a $^3/_4$ de su tamaño en la reprodución) ; nicoles cruzados. Masas granulosas oscuras de cuarzo con superficie racimosa, acompañado por fibras verticales de calcedonia. El resto del hueco está llenado con un pavimento de cuarzo.

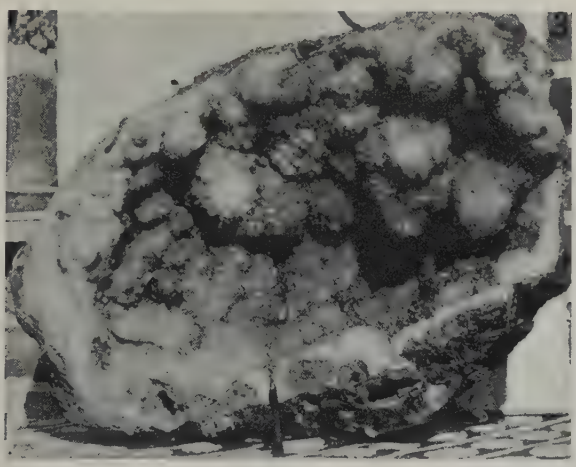
Las piezas 1 a 3 provienen de la Serra Geral al norte de Santa Cruz y se encuentran en la colección Hennig, en Santa Cruz.



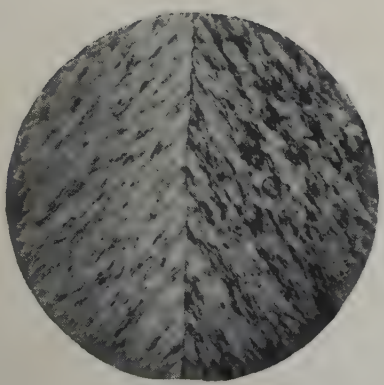
1



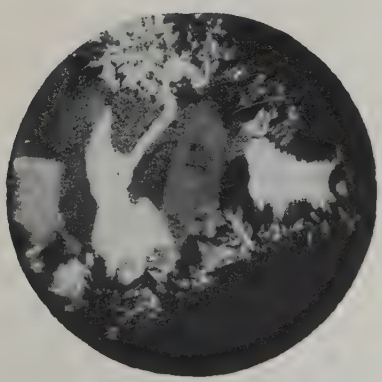
2



3

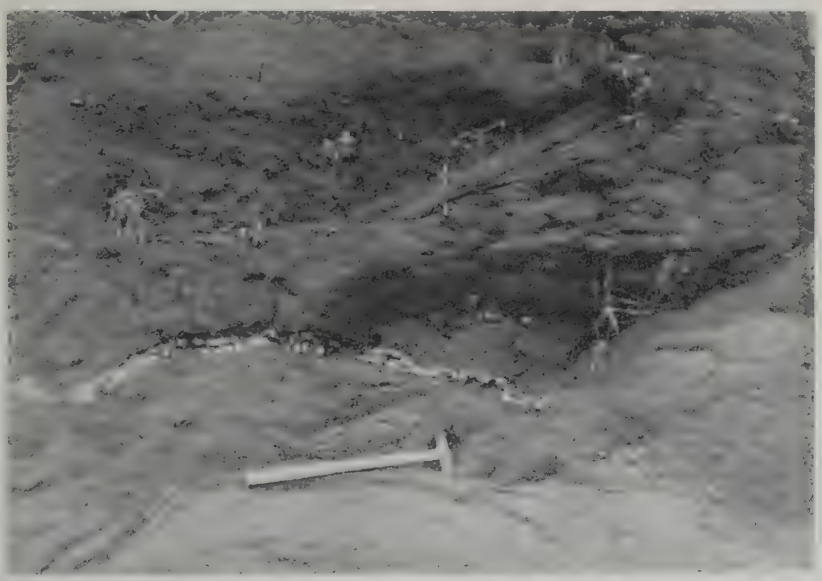


4



5

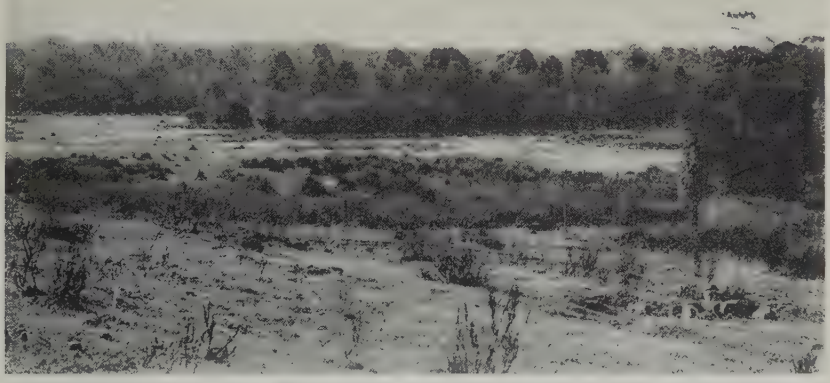
1, El meláfiro se intercala bajo la arenisca triásica. La parte de contacto, donde la arenisca tiene un color rojo muy subido, se destaca por su tono más obscuro. Sinumbú



2, Veta de cuarzo parecido a ágata, dentro de un meláfiro muy descompuesto o toba de meláfiro, cerca de Santa Cruz. Genéticamente el cuarzo debe estar relacionado con la diferenciación magmática. (En la dirección de su rumbo pasa a una veta de meláfiro que incluye nódulos de cuarzo.)

1, Meláfiro columnar en la zona de descomposición. Alternación vertical entre la roca fresca y firme y el producto blando de descomposición. Al lado y debajo el martillo se nota nódulos de ágata dentro del limo. Río Forquetinha.

2, Meláfiro en lajas delgadas; plegado. Entre Sete Legoas y Boqueirão



1, Altiplanicie de la región de mesetas, al norte de Boqueirão. Planicie poco recortada, con manto arcilloso de descomposición de las rocas magmáticas que represan el agua, dando origen a zonas pantanosas durante la época lluviosa del año. La Araucaria es el árbol característico de los bosques.

2. Valle del río Meio (con neblina en su fondo) cuyos afluentes laterales recortan el borde de la Serra Las faldas están cubiertas con un bosque tupido de árboles con hojas

1, Vista desde el Paredão hacia el sudoeste. Resalta bien la altiplanicie del paisaje de mesetas, ya recortada por el valle. En el primer plano se ve un maizal en una parcela del bosque recién rozada por el fuego. Aspecto característico de los principios de colonización.

2, Melafiro disgregado en columnas irregulares. Posadas sobre el río Paraná (Rep. Argentina)

EL MORRO DE SAN LUIS

UN CRÁTER DE ELEVACIÓN

(CON 2 LÁMINAS)

POR H. GERTH

Entre la sierra de San Luis y la sierra de Córdoba y sur de la depresión de Conlara se asoma un trozo del zócalo cristalino por entre las acumulaciones de la Pampa. Como las dos grandes sierras vecinas, lleva una peneplain sobre la cual se eleva de repente un pequeño macizo, la sierra del Morro. Ya se supo por Ave Lallemant y Brackebusch, que en su constitución tomaban parte rocas eruptivas jóvenes que llegan hasta una altura de 1600 metros sobre el nivel del mar, mientras que la peneplain situada a su pie llega sólo a una altura de 1000 metros. Brackebusch ya llamó la atención sobre la forma particular de cráter de la sierra, y reconoció que el borde de este « crater » consta en lo esencial de rocas cristalinas, y que está atravesado, solamente en algunos puntos, en la misma forma como su fondo por las rocas efusivas jóvenes.

En el año 1911 visité esta región en compañía del profesor Pastore de Buenos Aires, quien estudió después detenidamente esta sierra interesante, cuyos problemas no pudimos resolver en nuestra primera visita corta que duró sólo tres días. Este autor levantó entonces un mapa en 1:25000. En las líneas siguientes me baso aparte de mis anotaciones propias, especialmente sobre el trabajo de Pastore (1).

Vista desde distancia, la sierra del Morro da la impresión de un macizo provisto de muchas cumbres, pero cuando se asciende hasta su cumbre, se constata con sorpresa que las cumbres se agrupan en un círculo más o menos perfecto alrededor de una depresión de forma de cráter desde cuyo fondo plano se elevan varios cerritos aislados de forma de cúpula. La altura de las cumbres del borde del cráter oscila entre

(1) *Estudio geológico y petrográfico de la sierra del Morro, provincia de San Luis, Anal. Dir. Min. Geo. e Hidrol.*, tomo XI, Buenos Aires, 1915.

los 1400 y 1600 metros, la cúpula más alta del cráter alcanza a 1475 metros, y su fondo tiene una altura media de unos 1275 metros. Su diámetro mayor llega a unos 3 kilómetros y su desagüe se produce por una garganta de erosión angosta, la quebrada de la Cal, situada en un rincón sudoccidental del «cráter». Se ve pues que la sierra posee toda la forma de un gran «cráter», pero al estudiarlo con detenimiento, se constata que los productos volcánicos participan en la constitución de las vallas del «cráter» solamente en grado muy reducido. Ellas se componen, como ya se dijo, en lo esencial de rocas cristalinas antiguas, de micaesquistos y de gneises, es decir, de las mismas rocas que componen el zócalo de la sierra del Morro. Únicamente en dos lugares, están insertados a la valla del cráter unas cúpulas de rocas andesíticas que tienen la misma composición como las rocas de las cúpulas del interior del «cráter». En los flancos de la valla se encuentran además diques de andesita en unos pocos lugares. Las cúpulas del interior del «cráter» constan exclusivamente de productos volcánicos, de tobas y de escoriales y también al pie de la sierra y sobre la peneplain las tobas y brechas son muy difundidas. Estos hechos nos inducen a suponer que «cráter» y valla han sido producidos por fuerzas volcánicas. Que esta suposición es exacta y que no podemos admitir simplemente un emplazamiento casual del «cráter» en un abovedamiento de edad mayor, se desprende con toda claridad del hecho de que las pendientes de la valla han sido surcadas en ambos lados por surcos jóvenes, mientras que el zócalo de la sierra representa una peneplain típica. No puede haber ninguna duda pues de que el abovedamiento del zócalo cristalino y luego la formación del «cráter» ha sido producida por fenómenos volcánicos. También Pastore explica el abovedamiento del macizo con influencias magmáticas, pero las ubica en grandes profundidades. Si reconstruimos a base de la forma actual de la valla del «cráter» el abovedamiento primitivo, nos resulta que este tiene la forma de una calota de un diámetro de 6 kilómetros y que corresponde a un globo de un radio de 20 kilómetros. El impulso para el abovedamiento no puede haberse encontrado por de pronto en mayor profundidad. Pero en vista de que coincide aproximadamente con las efusiones, como se desprenderá al discutir el perfil de los productos volcánicos situados en el lado exterior de la valla, y en vista de que no puede haber duda respecto a la conexión genética de ambos fenómenos, debemos admitir que la intrusión magmática se encuentre en una profundidad mucho menor, porque el punto de partida de la actividad explosiva y efusiva no se deberá buscar en mayor profundidad de uno a dos kilómetros, según la analogía con los volcanes actuales. Si el abovedamiento pertenece al techo de un batolito o de un lacolito, será difícil de decidir. Pero, en vista de que no se ha encontrado hasta ahora el material eyectado ninguna roca metamórfica de contacto, es más probable que se

trate de un lacolito. Antes de trazar el cuadro de los acontecimientos volcánicos que produjeron el Morro en su forma actual, echaremos una mirada a los productos efusivos fuera y dentro del cráter. Estos últimos constan — como se mencionó ya — de una serie de cúpulas de lava andesítica o traquiandesítica y en partes de tobas. Las cúpulas de lava tienen casi todas la forma y estructura característica de vertientes de lava (láms. IX y X en el trabajo de Pastore) que se amontonaron sin o con envoltura de tobas. En un lugar tobas brechosas gruesas forman todavía hoy una pequeña valla de cráter y de forma de semicírculo en el cerro Bayo. Las brechas contienen una cantidad apreciable de trozos de gneis del zócalo y se deben aparentemente a una fase eruptiva puramente explosiva.

Fuera del cráter y especialmente sobre su borde se encuentran en algunos lugares tales cúpulas, y en un caso también al pie de su margen exterior (Cerro Tala), a parte de algunos rellenamientos de grietas que se mencionaron ya más arriba. En partes están provistas de un manto de toba. Ni en el interior del cráter, ni sobre su borde, ni fuera de él la actividad volcánica ha sido lo suficientemente intensa y cuantiosa para producir escoriales que hayan podido sobrepasar el borde del cráter. Es probable que en parte se debe este comportamiento a la viscosidad de la roca eruptiva relativamente ácida. Según las investigaciones de Backlund y Pastore las lavas son de composición andesítica y traquiandesítica.

Ya dijimos que los flancos del borde del cráter ha sido librados en ambos lados de su envoltorio tobáceo; únicamente abajo de los diques o cúpulas mencionadas encontramos una cierta cubierta de bloques y material tobáceo. Pero esto se debe a la destrucción erosiva de las lavas. Únicamente en el pie de la valla del cráter empieza la cubierta tobácea, que es bastante extensa, como se ve en el mapa de Pastore, pero que no alcanza en ninguna parte un espesor considerable. Especialmente al norte y al oeste, las tobas forman pequeñas lomas que se elevan suavemente desde la pampa, y que forman barrancas pronunciadas en dirección hacia la valla del «cráter». Allí las tobas pueden alcanzar un espesor de unos 80 metros y se inclinan con 10 a 15° hacia afuera. Ellas descansan ya sea directamente sobre el zócalo antiguo, ya sea sobre limo pampeano rojizo y toscas de edad neogena, como observó Pastore en la obra de la quebrada de La Cal. Las tobas se componen, al principio de la sedimentación, de piedra pómez pura con camadas de lapilli. En ninguna parte he encontrado en ellas trozos de las rocas del zócalo cristalino que forman la valla del cráter. Hacia arriba estas tobas pasan a una brecha tufácea, que contiene componentes angulosos de todas dimensiones del material volcánico y de las rocas de la valla del «cráter». A menudo esta brecha está cementada por tosca, y su su-

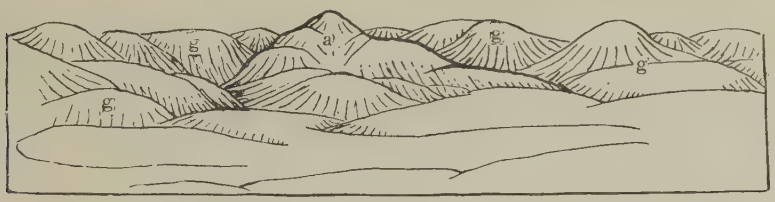
perficie está sembrada de bloques y rodados de ambas clases de rocas.

¿Cuáles son ahora las conclusiones que pueden sacarse de estos hechos? La explicación aparentemente más sencilla sería ésta. Inmediatamente después de haber surgido el magma y de haberse formado el abovedamiento consecuente de su techo, se habrían acumulado grandes cantidades de gases entre los dos ambientes, y ellos habrían producido una fuerte explosión por la cual se habrían lanzado hacia afuera grandes masas de rocas cristalinas, formándose consecuentemente la depresión de forma de cráter. Pero hemos visto que las tobas de sus flancos exteriores tienen un espesor relativamente reducido, y en ellas faltan prácticamente los componentes de las rocas del zócalo cristalino. El «cráter» puede haberse formado entonces únicamente por descenso y no por explosión. Así lo indica también el hecho de que aparecen en el fondo del «cráter» y hacia su borde las rocas cristalinas debajo del material volcánico. También Pastore llegó a esta misma conclusión y en este proceso tuvo, según él, un papel muy importante, una falla de rumbo nornoroeste que atraviesa todo el macizo del cerro. Efectivamente la mayor parte de la valla del cráter se compone al norte y al este de gneis y la sección menor al oeste y sudoeste de micaesquistos de metamorfismo bastante menor. Pero el límite entre los dos ambientes no sigue una línea muy clara y recta ni es tampoco muy nítido, de modo que me parece tratarse más bien de una perturbación más antigua que la formación del cráter. Además, no será muy fácil explicar con esta falla transversal descenso circular de la parte del fondo del cráter. Creo pues que el fenómeno se produjo en esta forma.

El magma ascendió, funcionando las rocas, hasta una altura donde pudo abovedar su techo. Al ceder éste, se formó la cúpula y el magma pudo penetrar también lateralmente en su caja en forma de lacolitos lenticulares. Luego descendió el magma y produjo como consecuencia el descenso de la parte central del lacolito y de la parte central de la cúpula y la formación de la depresión en forma de cráter en la superficie. El resquebrajamiento del trozo descendido permitió a los gases evadir a la superficie. No quisiera decidir, si la extrusión magmática provino del lacolito aun no enfriado totalmente, o de un nuevo suministro de materia desde la profundidad. La actividad volcánica se mantuvo luego por un cierto lapso de tiempo, produciéndose en una y otra rajadura ya sea sólo explosiones o efusiones, o ambas a la vez. La fase explosiva era probablemente en general de poca importancia, porque el magma relativamente ácido no era muy rico en gases. La actividad efusiva tuvo lugar no sólo por las grietas del fondo despedazado del «cráter», sino también sobre rajaduras radiales que cortan la valla del «cráter» y que han de haber formado simultáneamente con el descenso del «cráter». Éste parece haber estado lleno de agua durante algún tiempo después de la terminación de la actividad volcánica. Este lago ha de haber podido

vaciarse recién en tiempo poco remoto por la quebrada de La Cal, porque las tobas y las acumulaciones del fondo casi plano del crácter han sido recortadas muy poco por la erosión y porque han sufrido hasta ahora sólo una diminución muy escasa de su masa.

El Morro es sólo un eslabón en la cadena de fenómenos volcánicos jóvenes que están agrupados sobre una línea de rumbo ESE-WNW y que pueden seguirse desde la sierra de San Luis y el Morro, hasta la punta sur de la sierra de Córdoba (1). En la sierra de San Luis se produjo sobre esta línea toda una serie de escapes de lava que se parecen casi completamente en su forma y constitución petrográfica a las del Morro. Mientras que la mayoría de estas cúpulas están superpuestas sencillamente a la peneplain de la altura de esta sierra, sin abovedamiento de las rocas del zócalo, encontramos en una de ellas — en el cerro Tiporco — un fenómeno parecido al del Morro. Esta cúpula de an-



Cerro Tiporco, en la sierra de San Luis : *a*, andesita; *gn*, gneis y esquistos cristalinos; en el primer plano la antigua peneplain cubierta por tosca y masas de sinter

desita está rodeada, como en este caso, en tres lados por una valla de forma de cráter compuesta por rocas cristalinas. Pero aquí descendió también conjuntamente con la parte central de la boveda una parte de su borde, de modo que el « cráter » posee ahora sólo la forma de un semicírculo. El lacolito que produjo el abovedamiento debe haber poseído entonces una forma asimétrica, como los que han sido descritos de Colorado de Norte América. La actividad efusiva era de corta duración, de modo que se formó únicamente una sola cúpula andesítica ancha y cónica. Las explosiones han tenido aquí una importancia muy reducida, porque no he podido hallar tobas en ninguna parte de los alrededores de la valla del cráter. Pero por otra parte se encuentra allí en todas partes la última fase volcánica, la termal. Las aguas termales depositaron grandes masas « sinter » a las cuales pertenece también el conocido mármol onix de San Luis y surgieron por grietas radiales del cráter, de un modo parecido a lo que se observa en el Morro con la diferencia de que en este cerro salieron a la superficie lavas y tobas. La

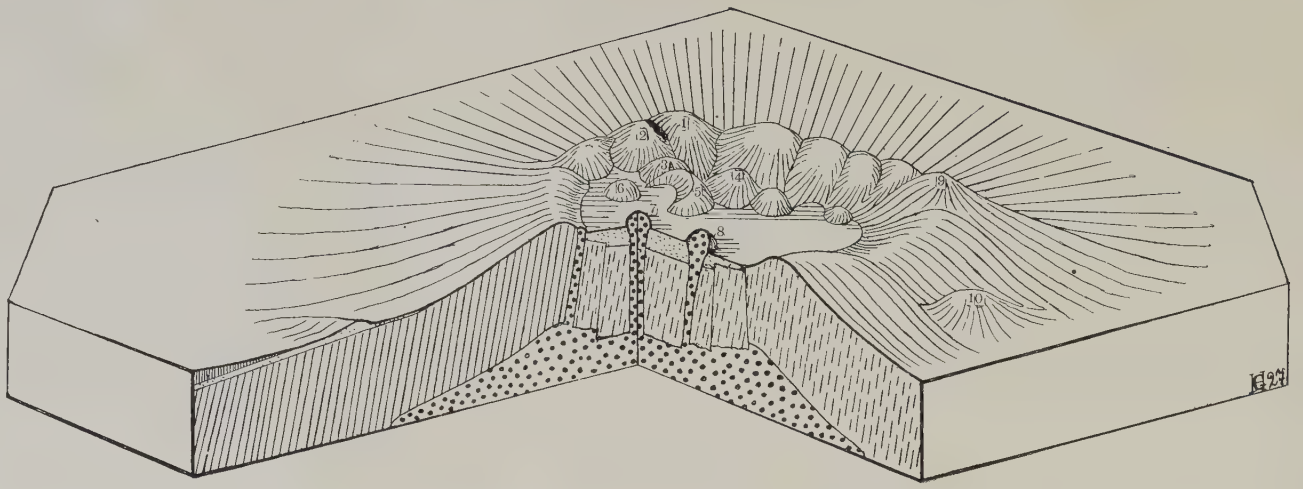
(1) El mapa geológico general de la región se encuentra en Gerth, *Constitución geológica, hidrología y minerales de aplicación de la provincia de San Luis*, en *Anales Dir. Gral. Min. Geol. Hidrol*, tomo X, Buenos Aires, 1914.

fase termal se presenta también débilmente en el Morro bajo la forma de aragonita en el fondo del «cráter» y en la quebrada de La Cal. Pero su importancia era allí muy reducida.

La edad de estos fenómenos volcánicos puede determinarse con cierta exactitud. En el Morro los productos volcánicos descansan sobre depósitos rojizos pampeanos del Terciario superior. Además, he observado rodados de andesitas en las terrazas diluviales más antiguas que se recuestan contra el limo pampeano rojizo, en la salida del río Quinto de la sierra de San Luis. No sería pues imposible que la actividad volcánica tuvo lugar en el Terciario superior. La fase termal se puede haber prolongado todavía durante algún tiempo en el Cuaternario, porque las masas de aragonita del cerro Tiporco descansan sobre bancos de tosca con bivalvos diluviales.

La circunstancia de que el abovedamiento de las rocas antiguas se encuentra en la cercanía de dos de los centros eruptivos jóvenes, y que tales abovedamientos faltan en otras partes en las sierras pampeanas, nos indica como seguro que son de origen volcánico. Estamos pues en presencia de una clase de «cráteres» de elevación hasta ahora desconocidos (1), a que yo sepa. El cráter de elevación no caracteriza — como supuso v. Buch en su tiempo — todos los volcanes pero ocurre, como vemos, de vez en cuando.

(1) H. Reck ha descrito una serie de cráteres de elevación *(Zeitsch, de geol. Ges.* 1910). Pero resultó más tarde que el abovedamiento de las capas no era producido por fenómenos volcánicos (Rütten, *Kon. Akad. v. Wet.* 1925). La elevación de las tobas palagoníticas más antiguas en la valla del cráter del Hrossaborg de Islandía central tiene un cierto parecido con el Morro, pero las dimensiones son allí mucho más reducidas.



1 a 10, los centros efusivos : 1, cerro Horqueta (andesita augítica); 2, cerro de los Bancos (andesita); 3, cerro de las Cuevas (toba); 4, cerro Pajoso (traquiandesita); 5, cerro Bayo (toba y brecha); 6, cerro Peinado (andesita augítica); 7, cerro de los Cóndores (andesita augítica); 8, cerro de la Laguna (andesita); 9, cerro Mogote (traquiandesita); 10, cerro del Tala (traquiandesita).

a) Sierra del Morro vista desde el SW. En el primer plano está San José del Morro

b) Cerro Tiporco, sierra de San Luis visto desde el NE

ENSAYO SOBRE TECTÓNICA TEÓRICA Y PROVINCIAS MAGMÁTICAS (1)

(CON 4 LÁMINAS)

POR P. GROEBER

Introducción

Las siguientes líneas contienen un esbozo de ideas generales sobre orogenia, epirogenia, geosinclinales, sobre la naturaleza de las rocas ígneas, los factores que producen su formación, su penetración en la corteza terrestre y su aparición encima de ella y sobre la constitución de la zona del manto silicatado de la tierra en la cual tienen lugar estos fenómenos. Tratándose de una primera exposición de ideas, he creído permitido abstenerme de la discusión y mención detallada de numerosas teorías anteriores y de aducir como pruebas un cúmulo de ejemplos procedentes de observaciones geológicas hechas en las áreas de la tierra accesibles a nuestra investigación. Por consiguiente se me disculpará la escasez de de citas. En otra oportunidad me propongo tratar el asunto con mayor extensión. Entonces me encontraré también en condición de llenar algunos claros y profundizar la reflexión. A pesar de que este trabajo contendrá puntos vulnerables, he creído oportuno publicarlo, porque me parece haber llegado a algunas conclusiones e ideas de interés que nos permiten comprender mejor los procesos complicados que conducen y condujeron a la estructura y composición de la corteza terrestre.

I

Constitución de la tierra y de su manto silicatado

Es sabido que el peso específico de la tierra es 5,6 aproximadamente, es decir mucho mayor que el de los componentes de su parte sólida que están al alcance de nuestra observación directa. Las rocas que componen

(*) Publicado con la autorización de la Dirección General de Minas, Geología e Hidrología.

la corteza visible tienen un peso específico que oscila entre 2,5 y 3, si hacemos abstracción de algunos sedimentos y de ciertos vídrios volcánicos, cuya cantidad es tan reducida en comparación con el total del globo que pueden dejarse de lado. Podría creerse que el aumento de presión aumentase el peso específico de los componentes terráqueos visibles, pero los ensayos hechos han demostrado que este aumento es insignificante e insuficiente para explicar la diferencia de peso del núcleo de la tierra y de sus zonas exteriores. Se debe suponer entonces que el núcleo está compuesto por substancias de mayor peso específico. La frecuencia del hierro y del níquel en los meteoritos que se consideran, sin duda con razón, como muestras de masas planetarias y esto tanto más cuanto que abundan también las muestras de las partes silicatadas de tales masas, y el contenido de hierro de las rocas eruptivas terráqueas que crece con la profundidad de su proveniencia, han motivado la suposición de que la tierra posee un núcleo de hierro y de nickel y una zona exterior silicatada. Al núcleo se atribuye por consiguiente un peso específico de 8 aproximadamente y a la parte exterior un peso específico de 3,4, de modo que correspondería al primero 3500 kilómetros del radio de la tierra, al manto silicatado unos 2870 kilómetros y al océano unos 5 kilómetros. En este conjunto nos ha de interesar sólo la parte exterior del manto silicatado.

Su superficie dista mucho de ser lisa y llana, sino, ofrece diferencias de nivel muy considerables, especialmente en las regiones de los continentes, mientras que el fondo del océano posee un relieve más uniforme. La mayor altura a que alcanza probablemente el ambiente continental llega hasta cerca de los 9000 metros (1) sobre el nivel del mar y la mayor profundidad se encuentra a más de 10000 metros (2) debajo del nivel del mar. Pero estos son valores que no pueden yuxtaponerse porque pertenecen a zonas diferentes. La mayor diferencia del nivel conocida es la que se encuentra en la costa occidental de Sud América, entre la Puna de Atacama y la fosa de Atacama. La primera tiene una altura media que oscila entre los 3,5-4 kilómetros y la fosa de Atacama desciende hasta más de 7,5 kilómetros. En vista de que es probable que su fondo sea en parte rellenado con productos detríticos del continente vecino, podemos admitir una diferencia de nivel de unos 12 kilómetros. Pero estos son valores extremos de casos especiales. La medida justa se aprecia únicamente tomando en cuenta la altura media de los continentes y la profundidad media de los océanos, agregando — como se

(1) Mount Everert con 8840 metros y el cerro K_2 del Kara-Korum con cerca de 9000 metros.

(2) 10430 metros encontrado por el crucero *Emden*, recientemente en un viaje entre Macassar y Nagasaki ; en la fosa del « Planet ».

sobreentiende — las plataformas continentales a los continentes. Según Wegener (1) admitimos como altura media de los continentes 0,1 kilómetros sobre el nivel del mar y para los océanos una profundidad de 4800-5000 metros.

En vista de que el agua de los océanos es 2,7 veces más liviano que las rocas que componen los continentes, debería existir un defecto de masa considerable en la región de los océanos, la gravitación debería ser allí bastante menor. Pero como se sabe desde hace tiempo, esto no es el caso, al contrario existe a menudo un pequeño plus de gravitación en las regiones oceánicas. Como consecuencia lógica resulta de esto que allí deben encontrarse masas más densas, quiere decir de mayor peso específico y que estas masas o materiales deben llegar más cerca de la superficie de la tierra o más cerca de su nivel medio que en la zona ocupada por los continentes. Como tipo de las rocas continentales puede considerarse el gneis o el granito cuyo peso específico es en término medio de 2,75. Con Suess (y Wegener) llamamos estas masas « sial ».

Como tipo de las rocas más densas o de mayor peso específico, capaces de compensar el defecto de masa en la región de las verdaderas cuencas oceánicas, debemos considerar el basalto y sus derivados de diferenciación, porque son éstas las únicas rocas que participan en la constitución de los volcanes superpuestos a los fondos de estas cuencas. Su peso específico medio es de 2,95. Este medio se denomina « sima ».

Las masas continentales no pueden tener un grosor indeterminado o ilimitado. A ello se oponen varias razones. Por de pronto lo impide el aumento de la temperatura hacia el interior de la tierra. Sabemos que ésta crece a razón de 3° por 100 metros. Esto nos da la siguiente escala, hasta cierto punto provisoria:

En 1 kilómetro de profundidad..	30°
En 10	300
En 40	1200
En 45	1350

haciendo abstracción de la temperatura media ambiente que carece de importancia, no sólo en comparación con estas cifras elevadas, sino también porque es por demás probable que el gradiente de temperatura ha de ser cada vez menos rápido a medida que aumenta la profundidad y que los valores observados en los 2 kilómetros superficiales representan los valores extremos. Sin embargo, no debe tampoco exagerarse la importan-

(1) *Die Entstehung der Kontinente und Ozeane.* 3te Aufl. Dic Wissenschaft. Bd. 66, Verl. Vieweg u. Sohn, 1922.

cia del aumento de este intervalo que ha de ser por de pronto considerablemente menos rápido en las masas continentales que en el substratum de las cuencas oceánicas. Sabemos que la temperatura de las aguas de los fondos oceánicos es aproximademente de 0° tanto en 4000, 5000 como en 8000 metros de profundidad. La causa para ello radica en el hecho de que el agua fría de las regiones polares desciende al fondo del océano y se mueve lentamente hacia el ecuador para substituir (ascendiendo) el agua evaporada en las regiones tropicales. A pesar de la lentitud del movimiento y el largo del trayecto su temperatura no aumenta. Esto indica que las rocas que forman el substratum del fondo océanico no pueden ya suministrar calor algnno al agua y que deben tener entonces aproximadamente la misma temperatura. En las masas continentales reinaría en cambio, según la escala geotérmica, en la profundidad correspondiente de 4000, 5000 y 8000 metros una temperatura de 120, 150 y 240° respectivamente. El enfriamento de la zona exterior del substratum de las cuencas oceánicas por las aguas procedentes de los polos ha de haber sido un proceso sumamente lento; es muy notable que pudo ejercer su influencia sobre este substratum en grado mucho mayor que sobre las masas continentales siálicas que deberían haber perdido cantidades de calor aun mayores porque a la radiación de calor a los lados al agua oceánica se agrega la pérdida mucho mayor a la atmósfera. De este comportamiento distinto deducimos que las masas continentales deben estar constituídas por un material también distinto, es decir por un material que contiene mayor calor propio que el substratum oceánico. Efectivamente se ha comprobado que las rocas continentales, siálicas contienen una cantidad tres veces mayor de elementos radioactivos que las rocas basálticas o símicas del océano. Esto corrobora por otra parte la opinión arriba expresada del carácter granítico-gneísico, siálico de las masas continentales y del carácter basáltico, símico del substratum de las cuencas oceánicas e indica que no han de existir allí apreciables cantidades de material siálico. Llegaríamos más o menos a la misma conclusión aun en el caso de que la diferente temperatura de las partes superiores de estos dos ambientes radicaría únicamente en una diferente conductibilidad del calor que debe ser mayor en el sima a causa de su mayor contenido de hierro que es escaso en el sial.

Es de sentir que disponemos únicamente de las terminaciones del aumento de temperatura en los primeros 2000 metros del sial y que no conocemos nada al respecto en cuanto al sima. Para hacernos una idea debemos considerar estos casos :

a) El gradiente geotérmico del sima es igual o menor que el del sial. Entonces se puede llegar a que el sial con sus fuentes de calor propio estudiadas, pero, exageradas por Joly esté ya en fusión en una profundidad en la cual el sima tenga aún una temperatura bastante inferior a su pun-

to de fusión (1), de modo que el sial se encontraría en fusión dentro de una especie de crisol. Por lenta que sea, esta continua producción de calor debería acabar por fundir también gran parte del sima rodeante, en el caso de que la conducción del calor y su evasión hacia el fondo del océano por el sima sea menor que el suministro de calor desde el sial. Pero « los crisoles » no podrían haberse mantenido, ni es comprensibe cómo se podrían haber formado. Además este exceso de calor propio no hubiera permitido nunca una solidificación parcial o total del sial, de modo que aun hoy perduraría el estado de cosas que suponemos para los tiempos anteriores a la solidificación de la corteza terrestre.

En el caso de que la evasión del calor suministrado desde el sial a través del sima sea mayor que este suministro, podría producirse únicamente una fusión reducida de las paredes de « los crisoles » símicos; pero esto no impediría una fusión muy avanzada del mismo sial lo que conduciría a consecuencias imposibles;

b) Los gradientes geotérmicos del sial y del sima están graduados de tal modo que ambos medios llegan a la temperatura de fusión en la misma profundidad. Aunque este estado de cosas aparece como perfectamente posible, no es verisímil que reine en la actualidad, porque el momento geológico en que vivimos no se diferencia esencialmente de ningún otro de la época comprendida por ejemplo entre el Cámbrico y el Cuaternario y porque se trataría de una condición que debería ser forzosamente pasajera;

c) Lo más probable es entonces que el gradiente de temperatura del sima sea más rápido que el del sial y que, por consiguiente, el sima se encuentre en estado de fusión en una profundidad menor que el sial. Esto es tanto más verosímil, cuanto que el descenso paulatino del nivel de fusión del sima durante la historia geológica no traería consigo fenómenos esencialmente nuevos. Además — como veremos más adelante — muchos fenómenos tienen fácil explicación a base de esta suposición. Y finalmente debe decirse que es forzoso admitir un nivel de fusión más alto del sima que el del sial, por que las rocas basálticas tienen un punto de fusión más bajo que las rocas siálicas. Este hecho ilustra nuevamente lo imposible de la suposición discutida arriba bajo *a)*, porque exige como consecuencia resultante que el sial esté aún en estado sólido en una profundidad, donde el sima se encuentra ya en fusión (2).

(1) En el caso de igual gradiente, y para una profundidad de más de 6 kilómetros y una altura del continente de 0,1 kilómetros y una temperatura de fusión del sial (1250°) en 45 kilómetros de profundidad, la temperatura de fusión del sima se alcanzaría en la misma profundidad con 1085°.

(2) O. H. Erdmannsdörfer, *Grundlagen der Petrographie*, Ferd. Enke, Stuttg., página 28, 1924. «Versuche über die untere Grenze und « völlige Erweichung » von

A pesar de lo antedicho, el supuesto corte más o menos nítido entre sima y sial ha de resultar chocante al geólogo acostumbrado a la idea de que la corteza terrestre «ácida» en sus partes superiores, cambie paulatinamente de composición hacia abajo a causa de la participación creciente de los componentes símicos en su constitución. Este cambio se atribuye a la influencia de la gravedad y la concentración de lo más pesado hacia la parte interior de la tierra. Si bien es cierto que la distribución de los componentes del globo terráqueo corresponde en términos generales a esta ley, no debe perderse de vista que los elementos no están agrupados exactamente según su peso específico o atómico (como p. e. el hierro que se extiende desde el núcleo hasta la superficie de la corteza terrestre), ni tampoco mantienen tal orden estricto las moléculas. En realidad existe una sucesión de mezclas (aire) y de soluciones (de la hidrósfera hacia abajo) y en el centro se halla probablemente una aleación. Cada una de estas entidades es más pesada que la precedente en el orden de la sucesión centripetal. De estas entidades la atmósfera y la hidrosfera están claramente separadas entre sí y de la litósfera, aunque haya penetraciones mutuas. Este hecho induce hasta cierto punto a suponer la posibilidad de relaciones parecidas entre las demás «esferas» del globo terráqueo, sin que quisiera atribuir a esta posibilidad ninguna importancia por ahora.

Por de pronto, no hay duda de que la influencia de la gravedad en la distribución de los átomos o de la materia según su peso específico no es imaginable ni siquiera para la época en que la tierra estaba incandescente y aunque hubiera existido tal orden de cosas habría sido anulado o vencido durante el enfriamiento por la fuerza de atracción mutua de ciertos elementos bajo condiciones de temperatura que posibilitan la formación de combinaciones químicas. Podemos suponer, por ejemplo, que en la época en que la parte exterior de la tierra estaba aun líquida y rodeada por una atmósfera de temperatura elevada, las corrientes de convexión del manto silicatado pusieron en contacto cada vez partes nuevas de la masa en fusión con el oxígeno de la atmósfera, facilitando así la formación de óxidos, siempre si no se quiere suponer que la solución silícica primitiva haya sido aún más rica en O y que la formación de la atmósfera se haya debido a la expulsión paulatina del oxígeno que no encontró materia suficiente para unirse a ella.

Sea como sea, en todo caso la atracción mutua de los elementos al formar combinaciones tan estables como los silicatos, componentes de

Gläsern, die durch Schmelzen natürlicher Erstarrungsgesteine hergestellt waren» :

Basalto	984–1260	Andesita	1050–1214
Gabbro	1085	Sisulta	1175
Diorita	1070–1150	Rhiolita-Granito...	1215–1260

las rocas ígneas (o del sima y del sial) supera muchas veces la fuerza de la gravedad con su tendencia de agrupar cada elemento según su peso.

Si bien debemos admitir la falta de influencia de la gravedad en este caso, podríamos suponer que por lo menos se impondría en la agrupación de las combinaciones químicas según su peso. Pero tampoco este es el caso, como vemos al considerar la composición de las rocas ígneas, entre las cuales discutiré primeramente las más frecuentes, es decir el granito y el basalto (gabbro) que son, como ya se dijo, los prototipos del sial y sima respectivamente.

Granito (1)	Peso específico	% volumen molecular ocupado en la roca	*Gabbro (olivínico)* (1)	Peso específico	% volumen molecular ocupado en la roca
Cuarzo	2.6	24.2	Cuarzo	—	—
Ortoclasa.....	2.6	25.3	Ortoclasa.....	—	5.1
Albita	2.65	26.5	Albita	—	21.5
Anortita	2.75	7.9	Anortita	—	39.5
Hornblenda...	3.1-3.3	7.8	Dialaga.....	3.2-3.3	13.7
Mica.....	2.8-3.2	7.3	Olivina	3.3	14.8
Titanita.....	3.4-3.6	0.9	Titanita	3.4-3.6	2.6
Agua	1	—	Magnetita....	4.8-5.2	2.5

(1) Estos cálculos están basados en un promedio aproximado de los análisis de granito (581 en número) de la tabla de Daly *(Igneous rocks and their origin,* pág. 29, 1914), y en un promedio de 16 análisis de gabbro olivínico (Daly, nº 60, pág. 28).

GRANITO

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
% de peso....	70.8	0.5	15.0	1.5	1.5	1.0	2.2	3.1	4.5
% molecular ..	76.0	0.4	9.4	0.6	1.3	1.6	2.6	3.2	3.0

Reconstrucción de la cantidad de moléculas de minerales que participan en la constitución de este granito

3.2 moléculas de albita } plagioclasa.
1.9 » de anortita }
2.8 moléculas de ortoclasa.
1.3 { moléculas de CaO $3MgO$ $4SiO_2$ } hornblenda.
{ » de FeO (Al_2O_3, Fe_2O_3) $6SiO_2$ }
0.75 moléculas de mica.
(0.4 moléculas de titanita).
26 moléculas de cuarzo.

GABBRO

% de peso....	47.5	1.2	18.0	3.7	6.7	9.0	11.6	2.9	0.8
% molecular ..	50.1	1.0	11.3	1.5	5.5	14.4	13.4	2.3	0.5

Reconstrucción de la cantidad de moléculas de minerales que participan en la constitución de este gabbro

8.4 moléculas de anortita
2.3 » de albita } plagioclasa.
0.5 » de ortoclasa (incluída en las plagioclasas) }

Esta comparación demuestra que la influencia de la gravedad es sólo relativa. Es muy notable que el gabbro contiene una cantidad tan apreciable de componentes (plagioclasa) que se diferencian sensiblemente de los demás por su peso específico considerablemente menor. Para explicar esta heterogeneidad podría recurrirse a la explicación de que se trate de una asociación pasajera y que la gravedad no haya tenido el tiempo suficiente para separar de ella los componentes más livianos y que esto representase consecuentemente un proceso en pleno desarrollo. Pero en realidad, las manifestaciones de la existencia de esta clase de rocas datan desde el Proterozoico antiguo, sin que se note ninguna modificación en su composición. Como sabemos por Daly, ellas se presentan en su gran mayoría como rocas efusivas y las intrusiones extensas batolíticas son escasas. Esto nos indica que esta fusión atraviesa desde la zona magmática gábbrica (basáltica) o símica la corteza terrestre sin almacenarse en ella por un tiempo bastante largo, para poder asimilar componentes siálicos. Por este su comportamiento revela ser la manifestación genuina del magma de profundidad. Sin querer insistir, por el momento, sobre este punto, menciono ahora únicamente que la larga duración de la homogeneidad de estas manifestaciones magmáticas demuestra que *la separación de pesado y liviano de la solución gábbrica o símica por medio de la gravedad ni se produce ahora ni se ha producido nunca* bajo condiciones de calor y presión correspondientes a su ubicación dentro de la tierra; a esto se agrega el hecho de que mantiene su composición, sin demostrar sino una escasa y excepcional tendencia a diferenciación, aun como roca efusiva o columnar bajo condiciones de calor y presión muy distintas a las de su sede.

Se trata entonces de una asociación de moléculas extraordinariamente estable y su comportamiento nos conduce con toda naturalidad a la conclusión de que *estamos en presencia de una solución silícea cuyos com-*

3.0 moléculas de $FeO\ CaO\ 2SiO_2$ } dialaga.
1.0 » de $MgO\ CaO\ 2SiO_2$ }
0.2 » de $MgO\ FeO_3\ SiO_2$ }
0.1 » de $FeO\ Al_2O_3\ SiO_2$ }
6.6 moléculas de forsterita } olivina.
0.6 » de fayalita }
1.0 moléculas de titanita.
1.2 moléculas de magnetita.

En la reconstrucción del granito podrán introducirse leves modificaciones en la relación mutua de la hornblenda y de la mica, con lo cual, aumentando la cantidad de mica, tendrá que reducirse algo la cantidad de la ortoclasa.

Conduciría demasiado lejos exponer en detalles el método que se ha seguido para la reconstrucción de los componentes minerales del granito y del gabbro. Lo haré en otra ocasión, cuando discutiré los procesos y las consecuencias de las diferenciaciones magmáticas.

ponentes están en una relación cuantitativa mutua determinada, es decir en un equilibrio químico snmamente estable.

Por muchas razones, por ejemplo, por la larga duración de la actividad volcánica desde el Proterozoico hasta hoy — debemos atribuir al manto gábbrico un espesor considerable y temperaturas crecientes hacia sus partes más alejadas de la superficie de la tierra. A pesar del gran distanciamiento (o intervalo) de temperaturas a las cuales está expuesto el sima (manto gábbrico), la solución silícea mantiene su equilibrio, aunque se formen las distintas profundidades y las distintas temperaturas correspondientes los silicatos más variados y de distinto peso, sin que la gravedad pueda ejercer su influencia separando y agrupándolos según su peso, mientras que se encuentran en difusión en la solución.

De un modo general podemos decir: *sin el mantenimiento del equilibrio químico de la solución a través de las temperaturas más variadas y hasta cerca del enfriamiento y del principio de la cristalización de los minerales no podrían formarse ni los silicatos, ni las rocas eruptivas o ígneas que existen en realidad en la tierra.*

No es el gabbro la única solución de gran estabilidad, también el granito lo es, como se demuestra con la enorme preponderancia que tiene esta roca sobre las demás en la constitución de las masas continentales. Se diferencia notablemente del gabbro por su sílice libre que no encuentra suficiente cantidad de metales para combinarse con ellos. A pesar de ello no se separa del resto de la solución sino participa en ella con unos 24 por ciento de volumen molecular de sílice libre. Rocas siálicas de menor cantidad de sílice libre existen, pero son sumamente escasas (excepción hecha de la diorita cuarcífera micácea que mencionaré en seguida y naturalmente del gabbro y basalto) en comparación con el granito, como vemos por la estadística de Daly; y por el otro lado, puede decirse que rocas holocristalinas de mayor « acidez » no existen y que el granito ya no es normalmente diferenciable. Únicamente cerca del punto del enfriamiento de una masa ígnea de esta índole puede producirse bajo estas condiciones especiales accidentalmente una emigración de componentes básicos hacia los márgenes o la zona exterior de la masa intrusiva; esto produce un exceso de acidez en las partes que han sido abandonadas por estos componentes básicos, pero este exceso no puede mantenerse dentro de la roca, sino es expulsado al ambiente circundante en forma de vetas de aplita (con 78-80 % de SiO_2 de % de peso) y en forma de impregnaciones o de nidos y vetas del cuarzo. Esta expulsión es tanto más notable, cuanto que no es la gravedad que obra en este caso, porque el peso del cuarzo es aproximadamente el mismo como el de los demás componentes del granito excepción hecha de los componentes obscuros y hasta cierto punto de la anortita, escasos en comparación con los componentes principales de la roca. La que obra en este caso es,

por consiguiente, la tendencia de restablecimiento de la relación mutua cuantitativa normal de la solución granítica, es decir la tendencia del restablecimiento del equilibrio químico.

Mientras que los magmas discutidos sufren una diferenciación sólo bajo condiciones especiales, conservando su estabilidad hasta su cristalización y mientras que la masa de sus diferenciados es muy insignificante al lado de la masa magmática total solidificada, el comportamiento de las rocas intermediarias o mesosilícicas es muy distinto.

Las manifestaciones ígneas terciarias de la Argentina nos suministran un ejemplo sumamente instructivo: en la provincia magmática de la Patagonia que se extiende hacia el norte hasta el antepaís oriental de la cordillera del sur y centro de Mendoza (hasta el río Diamante) y que penetra con ramificaciones en la cordillera de esta zona, constatamos una salida uniforme de basaltos que se presentan casi siempre bajo la forma del basalto plagioclásico común más o menos olivínico, aparte de algunos fénómenos de diferenciación de poca extensión; las efusiones empiezan en el Eoceno superior y perduran hasta el Postglacial. Durante el mismo plazo de tiempo — es decir entre el Eoceno y el Postglacial — y en la provincia magmática de la cordillera o andina se produjeron entre los grados 43 y 27 (entre Chubut y el norte de San Juan) y probablemente más allá aun y después de los movimientos de la primera fase tectónica (infraeocena) orogénica, efusiones que empiezan con andesitas básicas, a menudo augíticas; en el Mioceno, después de los movimientos de la segunda fase, acaso mayormente de carácter radial, se presentan andesitas hornblendíferas y micáceas, traquiandesitas, dacitas, traquitas y liparitas entreveradas o separadas por regiones y después de la tercera fase suprapliocena y de carácter radial, exclusivamente liparitas. El magma madre de esta provincia magmática que está ligada a la unidad estructural y regional andina, ha sido una diorita (más o menos básica).

Vemos que las efusiones basálticas demuestran una ausencia casi absoluta de toda diferenciación y cuando hay tales manifestaciones, demuestran por su ubicación y carácter haberse producido dentro de las chimeneas, en las cuales se almacenó pasajeramente cierta cantidad de magma, mientras que las rocas efusivas de la zona cordillerana, es decir de la zona que ha sufrido movimientos orogénicos, nos revelan que la diferenciación ha alcanzado todo el cuerpo de batolito, surtidor de las efusiones.

Aparte de este ciclo eruptivo he podido individualizar otros 3 más, pertenecientes a la época comprendida entre el Pérmico y el Cretáceo superior. El primero está ligado a la región que ha sido plegada orogénicamente en el Pérmico y se conoce desde el norte de San Juan, en la parte oriental de la alta cordillera del norte de Mendoza, en la sierra Pintada (al oeste de San Rafael) y la región de la frontera entre Mendo-

za y la Pampa y puede seguirse hasta cerca de la confluencia del Charileo con el río Colorado. El segundo ciclo es patagónico y supratriásico y tiene en gran parte la extensión del basalto patagónico terciario, pero se encuentra además especialmente en la Cordillera Patagónica. El tercer ciclo está ligado a la parte occidental (chilena) de la cordillera y empieza en el Jurásico, especialmente en el Jurásico medio y perdura hasta el Cretáceo superior, extendiéndose hasta el Perú por lo menos ; por el movimiento málmico está cortado en dos.

Todos estos ciclos empiezan con porfiritas, luego producen keratófiros sin o con cuarzo, ortófiros y pórfidos cuarcíferos ; las rocas con sílice libre ocurren siempre hacia la terminación de la actividad del ciclo.

Pastore encontró una sucesión de intrusiones de igual carácter en la sierra de Córdoba, en el ambiente de las Sierras Pampeanas mucho más antiguas. Además, vuelve a presentarse el mismo fenómeno en una multitud de casos en otras partes del globo, como se desprende de los estudios publicados, aunque no se ha llamado especialmente la atención sobre esta circunstancia, lo que hago con esto. No es aquí el lugar de entrar en discusiones al respecto.

Se trata, pues, de un fenómeno universal que se ha producido en todo tiempo ; es decir, los magmas intermediarios mesosilícicos tienden a diferenciarse intensamente y estas diferenciaciones se producen dentro del cuerpo del batolito o mejor dentro del cuerpo de la inmensa masa intrusiva magmática encajada en determinadas fajas dentro de la faja de movimientos orogénicos y de los geosinclinales. La sucesión de las efusiones y su acidificación, en grandes líneas progresiva, nos indica que en el transcurso del tiempo se produce una emigración centripetal o un descenso de los componentes de mayor peso específico.

La influencia de la gravedad es manifiesta, pero ella no obra sobre cada una de las moléculas y produce su descenso que sería tanto mayor cuanto más pesado sea su peso específico, sino el proceso es éste : Bajo determinadas condiciones de temperatura (presión y presencia de gases etc.) el magma que ha penetrado en forma de batolito en la corteza terrestre se fracciona en diferentes soluciones silíceas de determinada composición que están amoldadas a las condiciones del momento y que se encuentran en equilibrio químico. Pero este equilibrio de la mayoría de estas soluciones es efímero, como lo demuestra la corta duración de las efusiones correspondientes. Se trata entonces de etapas o episodios en el proceso de diferenciación que tiende a establecer o a restablecer las soluciones de mayor estabilidad, la granítica y la gábbrica. Y efectivamente — habiéndose llegado en la diferenciación a este punto — ha concluído también toda diferenciación ulterior y se siguen produciendo únicamente rocas con porcentaje fijo de sílice libre hasta el enfriamiento total de la masa ígnea. Es evidente que algún acontecimiento tec-

tónico — que no sea orogénico — puede permitir además un escape de partes de la solución que ha descendido a causa de la gravedad hacia la parte inferior del cuerpo de la masa magmática de modo que podemos encontrar al lado de las liparitas, extrusiones basálticas y espilíticas.

Para que la separación de soluciones sea total se requiere que el batolito se encuentre más o menos en tranquilidad, que no esté afectado por corrientes de convección y que no afluya desde la zona ígnea (símica) material nuevo y que la masa ígnea sea lo suficientemente grande para poder mantenerse en fusión durante el tiempo requerido para su diferenciación total. Si llega a solidificarse antes, se formarán en el cuerpo del batolito secciones, compuestas cada una por una solución de estabilidad intermedia y éstas estarán agrupadas según su peso. (En la obra de Daly encontramos la reproducción de numerosos ejemplos para este caso. No es éste el lugar para entrar en consideraciones detalladas sobre las diferenciaciones, es decir, sobre las posibles etapas y combinaciones posibles de material y su estabilidad).

Estos procesos han de reflejar los que se produjeron en el manto silicatado de la tierra en la época en que sus partes exteriores se encontraron aun totalmente en estado magmático. Debemos admitir para entonces la existencia de corrientes de convección que mantuvieron la mezcla primitiva de los diversos componentes del manto silicatado. Con el enfriamiento progresivo, estas corrientes perdieron su ubicuidad en la superficie del globo terráqueo, ya sea por disminuir en unos casos su anchura, ya sea porque en otros no alcanzaron más a ascender hasta las partes exteriores de la parte no gaseosa de la tierra. Entre las zonas aun removidas por tales corrientes se intercalaron consecuentemente otras de tranquilidad parcial hasta total; en ellas estaban dadas las condiciones para que la mezcla heterogénea primitiva, mantenida mecánicamente por las corrientes de convección pudo fraccionarse en las soluciones de mayor estabilidad de equilibrio. De este modo tuvo que aglomerarse la solución más liviana, la granítica, siálica en la superficie del globo terráqueo. Sus partes exteriores tenían que solidificarse luego: Con el enfriamiento progresivo se agregó a estos núcleos siálicos otro material de la misma índole, hasta que la tierra se cubrió totalmente o en gran parte con una costra de este material. Durante este proceso debía acumularse en las regiones de las cuales las corrientes de convección se habían retirado primero, mayor cantidad de sial que encima de las zonas donde estas corrientes llegaban aun cerca de la superficie. No parece pues, de ningún modo seguro que la cantidad segregable de sial haya sido suficiente para suministrar lo necesario para poder formar una costra bastante grande para cubrir toda la superficie del globo

Es de presumir que el proceso de segregación del material siálico debe haberse producido en etapas de un modo igual o parecido al de las

rocas o magmas de composición intermediaria, mesosilícica de edad más reciente y que el material correspondiente a estas etapas haya sido inyectado a menudo en la parte ya solidificada. Entre estos magmas parciales debe contar, como es natural, también el granito con frecuencia grande, y así lo observamos efectivamente en las unidades geológicas más antiguas que están expuestas a nuestra vista. Los magmas intermediarios, mesosilícicos, representan sin embargo solamente un estado pasajero en el proceso de la separación definitiva de la solución madre mezclada mecánicamente por las corrientes de convección etc. en soluciones de equilibrio químico estable. *El resultado final de proceso debe haber sido entonces una separación clara entre el ambiente siálico y el símico (granítico-gnéisico y el gábbrico) en la parte exterior de la corteza terrestre* (1). Es muy pro-

(1) Véase, por ejemplo, W. HETSKANEN, *Zur isostatischen Kompensation der Randsenken der Kettengebirge. Geol. Rundschau,* Bd. XVII, página 7, donde dice: Es sei erwähnt, dass man mitHüife der seismischen Wellen für die Dicke der obersten Schicht der Erde, der Salschicht die Werte etwa 55-60km in Eurasien, etwa 50 km in Amerika, etwa 25 im Atlantik erhalten hat, während im Pazifik Salschicht gar nicht vorhanden ist (Véase GUTENBERG, *Der Aufbau der Erdkruste auf Grund geophysikalischer Beobachtungen. Zeitschr. f. Geophysik.*, I Jahrg., 1924-25, Heft 3, pág. 94-108) Diese Salschicht geht dann verhältnismässig (plötzlich) in eine andere Schicht, die Simaschicht, über, deren Dichte nach verschiedenen Autoren von 0,3 bis 1,0 grösser als die de Salschicht ist...

S. Mohorovicic de Agram (Zagreb) se ha ocupado del cálculo de la velocidad de ondas longitudinales en el interior de la tierra, basándose en las observaciones microsísmicas, hechas durante el terremoto del sud de Alemania del 16 de noviembre de 1911 y apoyándose en el método de Herglotz-Wiechert: Según Mainka *(Einführung in die Geophysik, Prey, Mainka, Tams, Naturwiss. Monographien und Lehrbücher.* Verl. Julius Springer, Berlin, 1922, pág. 230): « Findet er für die Dicke der obersten Erdkruste 50-60 km; innerhalb dieser nimmt er in der Tiefen 3 $^1/_2$ km und 30-35 km zwei weitere Unstetigkeitsflächen an. V_{long} steigt nach S. Mohorovicic vom Oberflächenwert $V_{long} = 5{,}8$ km sec^{-1} langsam an und erreicht in der Tiefe von 50-60 km den Wert 7,9 km sec^{-1}. Diese Diskontinuitätsfläche wurde schon von Mohorovicic gelegentlich der Bearbeitung des Kulpatalbebens (10. Oktober 1909), ebenso der Gang von V_{long} gefunden. In einer Tiefe von 120 km findet Mohorovicic eine weitere auffallende Grenzfläche zweier Schichten: in der oberen Schicht wächst V_{long} schneller an als in der unteren. Eine weitere, bereits von Milne, Laska, Benndorf erwähnte Unstetigkeitsfläche ist nach Mohorovicic in einer Tiefe von 400 km zu suchen; hier fällt V_{long} von 8,9 auf 8,7 km sec^{-1}. Es sind ferner noch weitere Unstetigkeitsflächen in den Tiefen 1200, 1740, 2000 und 2500 km anzunehmen. Der Verlauf der V_{long} — Werte ist in diesen Tiefen etwa folgender: Von der Unstetigkeitsfläche in 1200 km Tiefe an steigt der Wert für V_{long} 12,3 km sec^{-1} langsamer an, als oberhalb dieser Fläche. In der Tiefe von 1740 km wird V_{long} schliesslich = 13,2 km sec^{-1} und nimmt dann bis zur Fläche in 2000 km Tiefe langsam bis 13,3 km sec^{-1} zu. An dieser Unstetigkeitsfläche fällt dann innerhalb 150 km V_{long} von 13,3 auf 13,3 km sec^{-1}, steigt bis 2500 km Tiefe konstant, und geht dann bis 2800-2900 km Tiefe allmählich auf 13,0 km sec^{-1} herab.

« Als allerdings noch nicht abgeschlossenes Gesamtergebnis geht aus dem obigen Einzelresultaten ein Eisenkern von 3500 km Radius hervor, der von einem Stein-

bable que este seccionamiento se extienda aun más al interior de la tierra y que debajo del manto símico se agregue un manto peridotítico, igualmente separado del precedente con mayor o menor nitidez por lo menos en las regiones donde las corrientes de convección de estas zonas aun magmáticas ya no estén obrando. No sería imposible que el cambio de composición o de densidad que dejan entrever las observaciones sismológicas en una profundidad de 110-120 kilómetros, concuerde con el límite entre el manto gábbrico y peridotítico, porque ya vimos que el sial no puede alcanzar normalmente a estas profundidades, porque las temperaturas son allí demasiado elevadas para que pueda mantenerse por mucho tiempo o definitivamente una masa siálica sin entrar en fusión y sin emigrar luego por difusión a la posición que le corresponde por su peso específico.

Como ya dijimos, la cantidad disponible de material siálico no tiene que haber sido necesariamente suficientemente abundante para encostrar todo el globo terráqueo. Al contrario parece más probable que no haya bastado. Entonces debe haber llegado a la superficie una parte del manto compuesto por el material de la solución estable, segunda en el orden de los pesos específicos, es decir, el sima, de modo que debemos esperar de encontrar, con más razón aun hoy, tales ventanas, en las cuales el sima compone la superficie de la parte sólida de la tierra. Una de estas ventanas es muy probablemente el área de gran parte del océano Pacífico.

Del mismo modo como ha de haber habido estas ventanas en el sial, también tienen que haberse formado partes donde éste era más delgado. La costra siálica se ha de haber cerrado paulatinamente, y durante este proceso las regiones donde se mantuvieron las corrientes de convección por más tiempo que en otras, deben haberse cubierto con un manto o una costra más delgada. Estas zonas se han mantenido en gran parte hasta períodos geológicos que nos son más cercanos y desempeñan durante la historia geológica el papel de geosinclinales o mejor de zonas o fajas de menor solidez. Sabemos que en el transcurso de la historia geológica estas fajas perdieron en anchura y esto no tiene nada de extraordinario para nosotros, porque es natural que las zonas de principal escape de calor

mantel von 2870 km Dicke umschlossen ist. Der Steinmantel lst seinerseits wieder öfters von Unstetigkeitsflächen, an denen auffallende Anderungen der V_{long} — Werte auftreten, untergeteilt ».

La zona de discontinuidad de 50-60 km correspondería al límite inferior del sial que admitimos en 45 km de profundidad, lo que es una concordancia satisfactoria; la zona de discontinuidad de 120 km de profundidad puede representar el límite entre sima y el manto peridotítico o acaso la zona hasta donde se mantiene hasta hoy en general o hasta donde alcanza la parte activa del manto silicatado, siempre si este límite no se encuentra recién en 400 km de profundidad.

interno terráqueo deben ponerse cada vez más angostas y las corrientes de convección deben llegar cada vez a menor aproximación a la superficie del globo a medida que progresa el enfriamiento de la masa de la tierra.

Llegamos, pues, a la conclusión de que sial y sima están separados uno del otro con cierta nitidez en lo que se refiere al estado general de las cosas; pero debemos admitir que subsisten zonas o se forman de vez en cuando zonas en las cuales se produce una mezcla entre las dos clases de soluciones de las cuales el sial debe estar ahora totalmente solidificado. Esto se refiere a la situación actual. No es aquí el lugar de averiguar hasta qué época puede haber perdurado el estado ígneo del sial y en qué medida progresó su solidificación, tampoco puede tratarse sobre el cambio en la composición preponderante de las manifestaciones ígneas y sus intrusiones durante los períodos geológicos.

Las condiciones reinantes actualmente y en épocas precedentes que comprenden por lo menos todo el Mesozoico serían las siguientes:

Prácticamente toda la masa disponible o segregable siálica está solidificada.

La cantidad de calor que puede producir el sial a causa de su contenido de substancias radioactiva no es suficiente para alterar su estado; pero produce un gradiente de temperatura menos rápido que en el sima menos rico en susbtancias radioactivas y provisto de mayor conductibilidad a causa de su contenido mayor de hierro.

El punto de fusión más bajo del sima ocasiona que el sial sólido penetre un trecho en el sima en fusión. El sial tiene su límite inferior normal allí donde el sima alcanza la temperatura de fusión del sial; si por alguna razón que conoceremos más adelante, el sial ha descendido hasta profundidades mayores, será fundido y tendrá que subir hasta el nivel donde se encuentra la temperatura de su fusión, agregándose nuevamente a la masa del sial (1).

Sial y sima están separados una del otro con cierta nitidez.

Según la escala geotérmica podemos suponer que el límite inferior del sial ha de encontrarse en unos 45 kilómetros (2) *de profundidad, contada desde el nivel del mar.*

(1) Esta consecuencia inevitable no ha merecido aún la atención que corresponde. Asi encotramos en la obra citada de Wegener. (pág. 26), que según la diferencia de peso específico entre sima y sial, este puede llegar a tener un grosor hasta de 300 kilómetros. Pero en realidad debemos suponer para esta profundidad una temperatura tan elevada que ni es siquiera probable que trozos siálico puedan descender hasta ellas, porque serían fundidas mucho antes de llegar a ellas y deberían ascender difundiéndose a través del sima igualmente en estado de fusión.

(2) Esta cifra es provisoria. Como se mencionó arriba en regiones extensas se encuentra probablemente entre 50-60 kilómetros de profundidad; esto no altera el orden de ideas.

Es muy verosímil que la cantidad segregable del sial no haya sido suficiente para encostrar toda la superficie del globo terráqueo, de modo que desde el tiempo de la formación de la costra sólida hayan quedado aberturas o ventanas en las cuales el sima suministró el material para la costra. Estas aberturas o ventanas estarían conservadas hasta hoy por lo menos en parte en los fondos de los océanos. Efectivamente, vemos que el defecto de masa de las cuencas oceánicas está compensado por un material de mayor densidad, vale decir de mayor peso específico, y este material debe extenderse a un nivel mucho más alto que el del plano del límite inferior de las masas siálicas. Ya se dijo que las efusiones localizadas en las cuencas oceánicas se derivaban exclusivamente de gabbro (basalto) y tenían poca inclinación a diferenciación y se dejó entrever que por esta razón era probable que el sima llegase hasta el mismo fondo de estas cuencas. A la misma conclusión llegó Wegener basándose — aparte de la necesaria compensación del defecto de masa de la cuenca — en el carácter liso y llano de la superficie del fondo profundo de los océanos que reflejaría la mayor plasticidad del medio símico en comparación al del sial más o menos rígido.

Veremos si podemos comprobar esta idea por otro camino. Se dijo que la composición del sial no podría variar en todo su espesor considerando la historia de su formación (haciéndose abstracción de posibles masas intrusivas de mayor peso, pero no suficientemente importantes para variar mayormente el peso medio). Igual estabilidad pudimos atribuir al gabbro. El posible aumento de densidad por presión ha de ser insignificante y quedaría acaso más que compensado por el aumento de temperatura. El peso medio del sial puede aceptarse como 2,75 y el del sima como 2,95. Admitiendo un espesor medio del sial de 45 kilómetros llegamos al siguiente resultado (véase la fig. en la pág. 193) :

$$45 \,.\, 2{,}75 = 2{,}95 \,.\, x + 1{,}03\ (45 - x - 0{,}1)$$

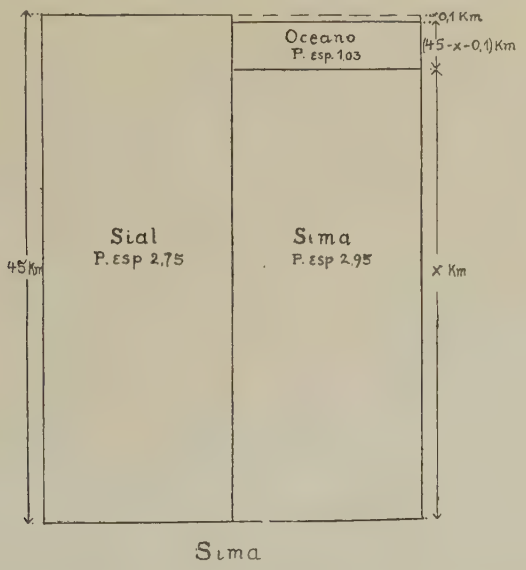
siendo 1,03 el peso específico del agua del océano y 0,1 la elevación media de las masas continentales sobre el nivel del mar.

$$123{,}75 = 1{,}92\ x + 46{,}247 \text{ ó } 77{,}5 : 1{,}92 = x\ 40{,}36 \text{ km} = x$$

El sima alcanza entonces a 45 - 40,36 ó 4.64 kilómetros debajo del nivel medio de las masas continentales o a 4540 metros debajo del nivel del océano, afloraría entonces en el fondo de las verdaderas cuencas oceánicas.

Sabemos que las masas continentales no terminan con las costas marinas, sino que se extienden a veces aun a mucha distancia mar afuera con sus « plataformas continentales o shelf » para lo cual es un ejemplo típico especialmente la plataforma atlántica de la Patagonia. Las pro-

fundidades de los mares epicontinentales son muy reducidas y no suelen superar los 200 metros. Generalmente se cuenta la plataforma continental hasta esta profundidad con la cual empieza casi siempre el rápido descenso hacia las grandes profundidades oceánicas, en las que aflora el sima, como hemos visto arriba. Pero no hay duda de que existen masas siálicas en regiones fracturadas o mejor desgarradas — como entre Australia y el arco de islas entre Nueva Guinea y Nueva Zelandia — cuya superficie se encuentra a 2000 y más metros debajo del nivel del mar. En este caso se trata siempre de trozos separados de las masas continentales grandes, lo que se revela por las rocas efusivas mesosilícicas superpuestas a ellas que se asoman con sus cumbres como islas del océano.



Detallaremos más adelante esta afirmación. La isostasia exige que estas masas siálicas aisladas y de superficie tan deprimida tengan un espesor bastante más reducido que las masas continentales y sus plataformas. La proporción de la diminución del espesor está indicado en la lámina I adjunta.

Es natural que esta figura puede corresponder a la realidad solamente en las profundidades, donde sima y sial conservan una cierta plasticidad para poderse amoldar uno a otro sin fracturas y otras perturbaciones que deberán existir en las partes enfriadas, sólidas y rígidas, cercanas a la superficie. Por ahora las pasamos por alto.

Correspondientemente a la diminución del espesor del sial correlativa a su altura decreciente, debe aumentar este espesor en las regiones continentales dotadas con sierras, para que pueda mantenerse el equilibrio isostático que se mantiene, según las numerosas determinaciones de

gravedad ejecutadas en regiones elevadas. Esto exige que la masa agregada de las sierras sea compensada por mayor extensión o grosor de material de peso específico menor que el del sima, es decir, por mayor espesor del sial. De este modo el bloque de la Puna de Atacama con sus 3000-3500 metros de altura media, debe ser compensado por un espesor del sial mayor en unos 30 kilómetros, etc. (véase la ya mencionada lámina).

II

Tectónica teórica

A primera vista parece a nuestros ojos acostumbrados a contemplar cuadros tectónicos y a nuestra mente familiarizada con el estudio de los movimientos de la parte visible de la corteza terrestre, que sean estos movimientos los que hayan creado no sólo las sierras sino — como consecuencia — también las inmensas protuberancias correspondientes en la parte inferior de las masas continentales. Esta afirmación puede leerse en algunas publicaciones. Ella implica además que es el sial y su comportamiento que produce este aumento de espesor, suponiéndose que los continentes tengan la tendencia de alejarse de los polos y de agruparse alrededor del ecuador a causa de la rotación de la tierra que produciría al mismo tiempo un desplazamiento hacia el oeste. Estas ideas de Wegener han encontrado la objección de que ni la fuerza centrifugal, ni la masa de los continentes, sería suficiente para poder vencer la resistencia del sima para reemplazarlo. Otros autores han calculado la posibilidad de tales desplazamientos de las masas continentales. Pero no se ha intentado justificar la formación de sierras y de las protuberancias correspondientes en la base de estas masas. Sin duda es fácilmente imaginable que, a causa de tales movimientos tangenciales, la corteza terrestre haya cedido hacia arriba, hacia la zona de menor resistencia y esto tanto más, cuanto que la parte levantada excede, sólo en casos muy contados, la décima parte del espesor medio total de las masas siálicas. Pero no alcanzamos a comprender cómo estos movimientos pueden haber producido las protuberancias siálicas compensadoras de los abultamientos superficiales o que los plegamientos — como suele decirse — son diez veces mayores hacia abajo que hacia arriba, porque en esta dirección la resistencia es inmensamente mayor. Por gruesas que sean las masas siálicas, siempre son insignificantes en comparación con el resto del manto o la esfera silicatada con sus 1500 o más kilómetros de espesor. Aplicando las razones con las cuales Ampferer rechazó la explicación de las sierras de plegamiento por medio del enfriamiento o la contrac-

ción del globo terráqueo, podemos decir que la inmensa presión que sería necesaria para desplazar el sima, superaría muchas veces la solidez del sial que por otra parte estaría expuesto a la fusión total al llegar a mayor profundidad que la del límite inferior normal del sial. Sería entonces únicamente posible que fuera prensado en sentido horizontal por entre la zona de contacto entre sial y sima, pero de este modo se produciría únicamente un engrosamiento en los trozos continentales de condiciones normales, pero nunca una compensación o una protuberancia compensadora de una sierra creada por movimientos orogénicos.

Esto nos lleva a la conclusión de que los acontecimientos tectónicos, es decir, los movimientos orogénicos no pueden nacer del sial y de sus movimientos propios o de su desplazamiento y menos de la contracción. Debemos buscar por consiguiente la causa de estos fenómenos en el sima y debemos tener presente que lo esencial en los movimientos orogénicos es la formación de la protuberancia en la base del sial que por su volumen muchas veces mayor al de los abultamientos superficiales (sierras) indica que la formación de los plegamientos es solo una consecuencia o un reflejo de la formación de la protuberancia.

Como ya propuso Ampferer en otro orden de ideas, debemos considerar como causante de los movimientos tectónicos los movimientos o las corrientes del sima; y en este caso debe producirse entonces un movimiento descendente en el sima para que sea posible una acumulación de sial de la magnitud indicada.

1° Debemos averiguar, cuáles pueden ser las zonas, dónde son factibles estas depresiones;

2ª Cuáles pueden ser las causas que las producen; y

3° Cuáles son los efectos tectónicos y los desplazamientos en la corteza terrestre consecutivos o derivados.

La diferencia entre orogénesis y epirogénesis es bien conocida y fué expuesta con la mayor claridad recientemente por Stille (1). Los movimientos en las zonas orogénicas se presentan siempre bajo la forma de plegamiento cerrado, acompañado a menudo por sobreescurrimientos e implican una reducción más o menos considerable de la extensión horizontal de la zona afectada en relación con su extensión primitiva; además se presenta siempre en fajas angostas en relación con las masas continentales que las encierran o en cuyos bordes se encuentran (real y aparentemente) (2); estas fajas son afectadas con frecuencia por movimientos sísmicos.

(1) *Grundfragen der vergleichenden Tektonik.* Verl. Borntraïger, Berlín, 1924.

(2) Aparente; porque tratándose de la cordillera, puede probarse en muchos casos que la masa continental debe haber tenido una extensión mayor hacia el oeste de la que tiene actualmente, hasta puede decirse que es probable la existencia de una vas-

Los movimientos epirogénicos, en cambio, producen un descenso o ascenso general de una vasta zona continental, siendo acompañados a veces por un despedazamiento en bloques a lo largo de fallas de estiramiento o por ondulación (undación de Stille) suave, de amplitud grande y son limitados a las masas continentales rígidas. Además, son movimientos continuos, mientras que los movimientos orogénicos son intermitentes y limitados a determinadas épocas de diastrofismo, que representan episodios separados entre sí por largos intervalos de tranquilidad. Las regiones afectadas por movimientos epirogénicos no acusan una sismicidad destacada y son generalmente exentas de ella.

La coincidencia de las zonas de plegamiento orogénico y de los geosinclinales demuestra que ambas no pueden ser esencialmente diferentes. sino que su origen y su comportamiento tectónico, aparentemente opuesto de descenso y de ascenso y compresión, debe estar radicado en modificaciones de un mismo proceso. El largo tiempo, durante el cual una faja geosinclinal permanece en este estado o mantiene la tendencia descendente, indica que se trata del estado normal de estas fajas, mientras que el plegamiento con su carácter de episodio pasajero no puede ser basado o provocado sino por alteraciones del estado normal de las cosas.

El geosinclinal se caracteriza por la larga duración de la sedimentación y la acumulación de depósitos de grandes espesores, provocada por una tendencia de descenso continuo (1) y por ser la sede o la zona de mayor actividad volcánica que se mantiene tanto durante el período de descenso, es decir durante el estado normal del geosinclinal, como durante un movimiento orogénico. Las masas continentales, en cambio, carecen de tales manifestaciones volcánicas — puede decirse — continuas y si las hay y si pertenecen realmente a la región de la masa continental son de un carácter petrográfico determinado, como veremos más adelante.

Todos estos distintivos coinciden para dar al geosinclinal el carácter

ta masa continental dentro del Pacífico oriental, desprendida ahora en gran parte del continente sudamericano : Real, en cambio, ha de ser la falta de masas continentales en el lado oriental de Asia.

(1) Puede leerse en algunas publicaciones que es la acumulación de los sedimentos que ocasiona el descenso ; si bien es cierto que esta acumulación ayuda en el ulterior desarrollo de un geosinclinal o en su acentuación, como veremos más adelante, no puede ser la causa inicial del descenso de una faja, ni ser la única causa que mantiene esta tendencia. Sin que se haya establecido previamente una depresión en alguna zona, no puede haber tampoco ni un principio de acumulación de sedimentos.

Sin embargo encontramos a veces exposiciones que admiten un descenso inicial a causa de acumulación de sedimentos. La inclinación a este orden de ideas es producida por la contemplación única de las observaciones hechas en las partes accesibles de la corteza terrestre, y ésta conduce también a la manera de ver errónea de buscar las causas para un movimiento orogénico o epirogénico en la actividad de la corteza terrestre de comportamiento necesariamente pasivo.

de una zona de debilidad; la frecuencia de las manifestaciones ígneas en él, indica que esta debilidad ha de ser provocada por una mayor actividad del magma en la profundidad.

Por lo antedicho, magma activo puede encontrarse en nuestra época únicamente fuera de la esfera del sial, es decir desde el límite inferior entre el sial y el sima para abajo; pero esta actividad no es igual en todas partes, como lo demuestra la escasez de las manifestaciones ígneas en las masas continentales, sino es más intensa en las fajas de los geosinclinales. Mayor actividad magmática implica mayor calor. Este mayor calor puede proceder únicamente del interior de la tierra, pero es imposible que se comunique a las regiones cercanas a la base del sial únicamente por radiación o conducción, porque entonces las condiciones deberían ser las mismas para todos los puntos de la tierra en vista de la uniformidad de la composición del sima o de la zona magmática; podría suponerse que existiese en las zonas símicas de mayor actividad alguna materia especial que facilite la conducción de calor, pero tal materia no pasaría de ser una excusa y no podría especificarse. El mayor calor puede ascender en mayor cantidad únicamente, estando ligado a materia que debe, por consiguiente, encontrarse en circulación y ser afectada por corrientes de convección. Vimos que se debía admitir la existencia de tales corrientes de convección ya para la época en que la tierra y sus partes exteriores estaban aún en estado magmático; además, se dijo que la reducción de la anchura de estas corrientes permitía la formación de trozos continentales en las regiones calmas intercaladas entre las zonas aún removidas por ellas y que el enfriamiento progresivo de la tierra ocasionaba el retiro de la cúspide de las corrientes hacia el interior, de modo que también estas zonas pudieron cubrirse, aunque en menor escala, con material siálico. La pérdida de terreno progresiva de las zonas abarcadas por las corrientes de convección se deberá reflejar en el último capítulo de la historia de la tierra, es decir entre el Cámbrico y Cuaternario por una reducción en el ancho de las fajas geosinclinales y de los plegamientos. Y esto es efectivamente el caso. Esta coincidencia nos hace creer que la explicación expuesta ha de corresponder a la realidad.

La afluencia continua, aunque lenta (conforme a la viscosidad del magma), será siempre suficientemente rápida para superar en velocidad la pérdida de calor al magma vecino y de condiciones normales, de modo que el magma de la corriente de convección llegará al límite entre sial y sima con un cierto exceso de temperatura (véase lám. II). Si la cantidad disponible de calorías es suficiente, se producirá una fusión en la parte inferior del sial en la cúspide de la corriente de convección. El material fundido será arrastrado por ella no sólo en la zona cuspidal, donde su movimiento es horizontal, sino deberá descender también con la rama descendente de la corriente hasta una cierta profundidad, hasta que será eliminado por

deber tratar de difundir a través de sima rodeante hacia las partes no afectadas por la corriente de convección y hasta que se agrega a la base de la sección de la masa siálica superpuesta al sima de condiciones normales, es decir a la base de las masas continentales. Este agregado de material producirá necesariamente un ascenso en estas masas y especialmente en la cercanía de la zona donde la corriente de convección carcome continuamente la base del sial. La pérdida de material dentro del área abarcada por la cúspide de la corriente de conveción ocasionará forzosamente un descenso. Este descenso — lo mismo que el ascenso en la región vecina — no corresponderá directamente al grosor — del material sacado — o agregado, porque en el primero de estos casos la diminución de la carga traerá consigo un ascenso de la cúspide de la corriente de convección, pero este ascenso no podrá llegar a ser equivalente al importe del grosor de la parte del sial fundida y desplazada o emigrada, a causa del mayor peso específico del material magmático de la corriente de convección. Mientras que ella dura, se mantendrá entonces la tendencia descendente en la masa siálica que la cubre, o el geosinclinal. El continuo ascenso de las masas continentales vecinas, mantenido por el continuo agregado de material siálico en su base mantendrá un desnivel entre estas masas continentales y el geosinclinal, de modo que la erosión podrá acarrear continuamente nuevo material para ser sedimentado en la depresión. Esta acumulación puede compensar en ciertos casos la pérdida de material en la parte inferior del geosinclinal, como en el caso de los depósitos del Carbonífero superior del NW. de Alemania, donde se sedimentaron miles de metros de capas en la misma facies de mar de escasísima profundidad. En otros casos el descenso será más rápido que la acumulación de modo que pueden precipitarse sedimentos abisales, como en el caso del Jurásico de los Alpes. Esto es posible solamente, cuando la formación de la cuenca o del geosinclinal es independiente de la acumulación de los sedimentos en ella, como ya dijimos más arriba. La acumulación de sedimentos puede obrar entonces únicamente como factor secundario que ayuda en producir el descenso de la cuenca, pero no puede ser su causante.

En el transcurso del tiempo y el descenso progresivo del geosinclinal la inclinación de sus alas aumenta y puede llegar el momento en que el declive se hace demasiado pronunciado para que las masas sedimentarias puedan mantenerse en su posición, de modo que se deslizarán hacia la parte profunda de la depresión. Durante este desplazamiento sufrirán algún plegamiento que puede pertenecer a los «movimientos preparatorios de un diastrofisma orogénico» (1).

(1) En combinación con la suposición de que el peso de los sedimentos acumulados produce los geosinclinales, puede encontrarse esta otra teoría : las acumulaciones

Tales movimientos serán facilitados, cuando el geosinclinal es ancho y de centro profundo, de modo que en él ha podido acumularse una cantidad de sedimientos relativamente reducida en comparación con las zonas marginales, donde la sedimentación debe haber sido más rápida a causa de la cercanía de la tierra firme. Los movimientos que producirá este plegamiento por deslizamiento será esencialmente submarino, pudiendo ser, sin embargo, que una que otra faja plegada con mayor intensidad se asome con su parte superior arriba del nivel del mar. Tal cosa parece especialmente probable, cuando no se desliza sólo el manto sedimentario, hacia la depresión, sino también parte de su basamento perteneciente al zócalo cristalino, o sea el basamento siálico. Efectivamente — como ya se dijo, — el basamento siálico sufre una extensión (estiramiento o desgarramiento) creciente al arquearse cada vez más a medida que progresa el descenso del geosinclinal. Esta extensión ocasionará un seccionamiento más o menos vertical en la parte descendente. El agrietamiento principal se producirá en la faja o zona donde termina la masa continental de tendencia ascendente situada fuera del radio de afluencia de la corriente de convección y donde empieza la faja en descenso con su inclinación hacia la depresión. Además debe esperarse un agrietamiento, aunque tal vez menor, en la parte inferior de la zona arqueada. Es de presumir que la masa continental ascendente se deslizará en su zona de « Abscheerung » hacia el vacío — por decir así, — de modo que puede cerrar hasta cierto punto la herida. Pero siempre subsistirán partes que han perdido la cohesión, en las cuales deberá penetrar el magma en forma de batolitos, de los cuales podrán derivarse efusiones en masa o aisladas en cualquier parte del geosinclinal o en sus bordes, siempre que el seccionamiento y el adelgazamiento del geosinclinal haya sido suficiente. Según las circunstancias estas efusiones

al penetrar durante su descenso a profundidades cada vez mayores y a zonas de calor cada vez mayor deben consecuentemente aumentar en volumen ; no pueden dilatarse normalmente porque a ello se oponen las zonas continentales incomovibles vecinas, de modo que el aumento de volumen hace rebosar estos sedimentos por sobre los bordes de las masas continentales plegándose al mismo tiempo intensamente hasta el sobreescurrimiento. Pero esta teoría no es admisible. En primer lugar, debe tomarse en cuenta que los sedimentos tienen una densidad ya de por sí bastante inferior a la de las rocas componentes de la mayor parte de la corteza terrestre. Al descender hasta las regiones de calor elevado, donde es posible la transformación de los sedimentos, no se dilatarán, sino, muy al contrario, aumentarán su densidad, transformándose en esquistos cristalinos. Además, no se ha tomado en cuenta, al establecer esta teoría, que el mayor descenso debería producirse en el borde de la cuenca, porque allí se acumula mayor cantidad de sedimentos que en el centro que se indica no obstante como zona de mayor descenso. Pero aunque fuera el centro el que más desciende, el arqueamiento de los sedimentos, creciente con el progreso del descenso, produciría una extensión de ellos y nunca esa compresión.

podrán encontrarse hasta en la parte de la masa continental que ha sido afectada en la forma mencionada por fracturas de estiramiento.

La penetración del material ígneo se deberá a dos factores: el principal de ellos es la isostasia que producirá el ascenso pasivo del magma en las grietas y además cuenta — pero muy en segundo lugar — la expansión del magma en los lugares donde cede la presión. Trataré más adelante la mecánica de la penetración batolítica; por ahora cabe mencionar todavía que el material magmático debe representar necesariamente un producto de mezcla entre el de la corriente de convección símica o símico-peridotítica y el de la masa continental en desgaste por la fusión y de composición siálica. Consecuentemente deben encontrarse en las regiones de los geosinclinales y su vecindad con preferencia rocas ígneas, llamadas intermedias o mesosilícicas, cuyas manifestaciones efusivas oscilarán entre la andesita augítica (a veces algo olivínica) y la andesita corriente, siendo relativamente raro o ausente el basalto propiamente dicho. Mientras que prosigue el proceso de la formación o acentuación del geosinclinal, la mezcla entre el material símico-(-peridotítico) y el siálico se renueva continuamente en la zona de fusión y además siguen los ascensos magmáticos en las grietas del sial, de modo que no podrá esperarse mucha variación en la composición de las rocas efusivas correspondientes, especialmente hacia el extremo ácido, lo cual requiere una cierta tranquilidad en el batolito suficiente para permitir su diferenciación. Más adelante se discutirá más detenidamente la penetración batolítica.

Evidentemente, debe admitirse como posible que una corriente de convección pierda paulatinamente en calor y en actividad y se retire con su cúspide lentamente hacia el interior de la tierra. En este caso especial llegará a su fin la fusión del basamento siálico del geosinclinal, intercalándose entre éste y la cúspide de la corriente de convección una zona magmática de rocas intermedias que ya no podrán ser arrastradas y desplazadas por estas corrientes del lugar de su formación. Este producto magmático empezará a diferenciarse en sial y sima y al mismo tiempo terminará paulatinamente el descenso del geosinclinal, y no se abrirán nuevas rajaduras en el sial, terminándose también la penetración, de batolitos en él; además las masas ígneas que habían penetrado en el sial en tiempos anteriores empezarán a diferenciarse a su vez.

Sería ésta la muerte natural de una zona de geosinclinal.

Si bien ha sido posible explicar con las consideraciones precedentes, aparte de la formación de un geosinclinal y sus manifestaciones volcánicas, también los «movimientos preparatorios de una orogénia», los factores causantes señalados no parecen suficientes, ni tener un radio de acción de bastante alcance para poder producir la reducción extraordinaria del ancho de un geosinclinal durante una fase orogénica y acaso

menos aun la elevación grande de las zonas plegadas arriba del nivel del mar. Debe intervenir o agregarse a los factores conocidos otro factor más.

Los hechos siguientes — ya mencionados — nos darán un indicio de qué puede tratarse.

Vimos que, por ejemplo, una sierra creada por movimentos orogénicos y de unos 4000 metros de altura media debe ser compensada por un mayor espesor de la masa siálica, según las observaciones de la gravedad que acusan en las zonas orogénicas hasta un defecto de masa relativamente considerable. La protuberancia alcanza en este caso un espesor de unos 45 kilómetros. Se mencionó también la aseveración hasta cierto punto corriente, de que se debiera tomar en cuenta que un plegamiento es mucho mayor o de efectos mucho mayores hacia abajo que hacia arriba y se hizo ver como imposible que la « fuerza compresora » radicada (sólo aparentemente) en el sial produjera un abultamiento mayor hacia la región de la mayor resistencia, es decir, hacia el sima, desplazándolo en escala mucho mayor que el aire o el mar.

Para que la formación de las protuberancias de la parte inferior del sial pueda producirse durante una orogénesis, en el sima deben instalarse depresiones. Trataremos de averiguar cuáles pueden ser las razones o los factores que puden producir estas depresiones. Vemos que obran únicamente en las regiones ocupadas por geosinclinales y en determinadas épocas pasajeras con carácter de episodio; esto quiere decir que están ligados al comportamiento de las corrientes de convección, mientras que pueden afectar solamente por reflejo las regiones continentales vecinas con su basamento símico de condiciones normales de quietud, que naturalmente podrá ser de diferente grado, lo que producirá modificaciones que no podemos discutir aquí. Las corrientes de convección son las partes más líquidas de la zona magmática y como tales son también las que podrán retraerse hacia el interior en mayor grado que el sima de condiciones normales, situado debajo de las masas continentales, cuyo estado de mayor o menor estabilidad es hasta cierto punto el reflejo del comportamiento de su substrátum símico.

Este retiro o descenso de una corriente de convección se diferencia esencialmente del retiro o descenso ya mencionado de la cúspide de una corriente de convección producida por su enfriamiento, porque en este caso quedará intercalado, entre la base del sial y la cúspide del magma aun activo y en movimiento, una zona creciente de este magma enfriado lo bastante que no puede participar y en el movimiento a causa de su escasa fluidez y debe quedarse almacenado o estancado en el espacio entre el sial y la corriente de convección. De este modo no puede formarse ninguna depresión en el sima activo. En cambio el retraimiento de la corriente de convección produce este descenso general y una depresión, en la cual puede formarse una protuberancia siálica. Es algo

precario indicar las causas que pueden originar este retraimiento, pero acaso será posible llegar a una opinión sobre ellas. Como indicio nos puede servir el hecho de que los movimientos orogénicos son limitados a ciertas épocas separadas por largos intervalos de calma tectónica relativa. Podemos excluir, entonces, las fuerzas que obran en permanencia sobre el globo terráqueo en posición normal y duradera, es decir, la rotación, atracción del sol y de la luna y las mareas interiores resultantes.

A la misma categoría de factores permanentes pertenece el enfriamiento paulatino de la tierra. La contracción resultante debería producir, entonces, un plegamiento continuo, porque no resulta imaginable que se produzca una reducción del núcleo ígneo, sin que se amolde a ella de inmediato la corteza rígida. La formación y conservación de partes huecas o de densidad decreciente entre el núcleo ígneo y la corteza no puede admitirse ni siquiera para un lapso de tiempo muy corto, no podrá tampoco aumentar a consecuencia la presión en las partes rígidas exteriores durante épocas inmensamente largas entre orogenia y orogenia, hasta que « se vence la resistencia » y se produce el plegamiento en forma catastrofal y en zonas restringidas. Ampferer demostró la imposibilidad del sostenimiento de una bóveda de rocas de la corteza terrestre sobre un núcleo en contracción, porque la presión correspondiente superaría miles de veces la solidez de las rocas, de modo que debería producirse una molición total de estas rocas o un plegamiento o arrugamiento universal y además continuo. Debemos, pues, excluir también este factor.

Ya se dijo, los grandes movimientos orogénicos no sólo afectan todas las zonas débiles, geosinclinales de la tierra, sino se producen también en las mismas épocas. Esta simultaneidad abarca a menudo sus distintas fases separadas por épocas de tranquilidad, que también se corresponden. Se trata, pues, de un fenómeno que nace de una misma fuente y de una parte del globo que debe tener una composición aproximadamente uniforme, y que debe ofrecer en todas partes aproximadamente las mismas condiciones físicas que le facultan reaccionar a alguna influencia en forma parecida. Las modificaciones locales tendrán su raíz en la composición variada e incoherente de las partes más exteriores del globo.

La causa que provoca los movimientos orogénicos, debe entonces reunir la condición de ser episódica por un lado y por el otro debe tener influencia sobre la zona del globo que reune las calidades de continuidad y de facultad de deformación y de desplazamiento migratorio. Pasando revista de los hechos geológicos observados, nos detenemos en el siguiente:

Durante el Carbonífero superior reinaba en Europa, en ambos lados del Canal de la Mancha, en Bélgica, Alemania, Polonia, el sur de Rusia y de Siberia y en el norte de China y de los Estados Unidos un clima tropi-

cal con abundante vegetación, cuyos árboles carecen de anillos anuales y que dió origen a los yacimientos de carbón. Inmediatamente después de la terminación de los movimientos orogénicos de aquella época, vemos instalarse en estas mismas regiones una faja de clima árido o semiárido, lo que implica un desplazamiento del ecuador en unos 30 grados. En el hemisfero sur, el clima cambia correspondientemente de polar a templado (y hasta desértico en el Triásico superior). Durante el Pérmico y Triásico se mantiene aproximadamente este estado de cosas; al parecer en el Jurásico trata de volver lentamente al punto de partido sin alcanzarlo probablemente del todo. Las calizas con *Hippurites* cretáceos y las capas con *Nummulites* del Eoceno de los Alpes se consideran como tropicales; con los movimientos más importantes del Terciario, es decir, los del Mioceno se produjo un cambio más o menos brusco, instalándose el clima templado.

Estos ejemplos son suficientes para demostrar que los plegamientos orogénicos están ligados a una traslación del eje de la tierra que se produce con cierta rapidez, comparada con el «reajuste» parcial que se puede vislumbrar para los tiempos posteriores al movimiento orogénico y que, al parecer, no llega a ser completo, porque la distribución de las masas exteriores de la tierra ha cambiado durante el movimiento. Por consiguiente, no podemos admitir el plegamiento como causante de la translación del eje, sino debemos ver en la translación la causante del movimiento orogénico. Cuales pueden ser los factores productores de esta translación, queda aun en la obscuridad; pero es probable, por de pronto, que se trate de influencias cósmicas, acaso de alguna constelación, etc. que se repite periódicamente en largos intervalos. Si se pudiese comprobar esta suposición, podríamos llegar acaso a poder calcular la duración de este intervalo.

La translación o migración de los polos tendrá como consecuencia una transformación considerable de la tierra. El elipsoide de rotación tendrá que ajustarse a la nueva posición del eje, siendo natural que el proceso empieza junto con el principio de la traslación del eje. Las partes rígidas exteriores del globo no podrán participar en el desplazamiento sino en forma pasiva. En cambio, las zonas todavía líquidas, aunque viscosas, sufrirán un adelgazamiento en dirección hacia los nuevos polos por el traslado de parte de su material hacia el nuevo ecuador. Durante este proceso sufrirá mayor desplazamiento la zona más alejada del centro, porque la eficacia de la rotación crece con la distancia del centro.

Por consiguiente se hará sentir la migración o el desplazamiento especialmente en las partes del sima (debajo de la zona de compensación general situada entre 110-120 km) que llamamos activas. En menor escala serán afectadas las partes compuestas por lo que llamamos el «sima lerdo» situado debajo de las masas continentales. Las regiones situadas sobre la nueva faja ecuatorial sufrirán sólo un ascenso, siendo indiferen-

te, si se encuentran en ella únicamente sima superficial solidificado o también masas siálicas. Es posible que este ascenso sea acompañado por undaciones amplias. Por otra parte, las regiones situadas a mayor distancia podrán tomar parte en cierto grado en el traslado horizontal del sima líquido o activo. Esto podrá traer consigo perturbaciones mayores en la superficie, sin que sea probable que lleguen a quebrar la resistencia o rigidez de las partes sólidas exteriores de la tierra en grado muy avanzado.

Además, la traslación del sima activo producirá necesariamente una substracción en el material de las corrientes de convección ligadas a las partes activas símicas, que quedan entre el sial y la zona de traslación. El resultado será un descenso de su cúspide, con lo cual se habrán formado las depresiones en las fajas de los geosinclinales que reconocimos como necesarias para que se pudiesen formar a su vez los engrosamientos del sial en las zonas de plegamiento orogénico.

Según el ancho, largo y la profundidad de la depresión símica y la velocidad de su formación se producirán en el sial superpuesto las deformaciones de aspecto muy variado. Para no extenderme demasiado, discutiré sólo los ejemplos siguientes:

La depresión se instala debajo de una sección de una masa continental reducida en comparación con su extensión total o sea en un geosinclinal como el andino. Se dijo que debajo de tales geosinclinales debería encontrarse sima más plástico o más líquido que debajo de secciones de continentes más estables y que podrá ceder más fácilmente a un impulso de traslación que otras zonas símicas más viscosas. Supongamos que en el corte ideal (lám. III) la corriente símica hacia el nuevo ecuador sea dirigida de derecha a izquierda. Al iniciarse ésta, el sima rodeante más viscoso se pondrá en movimiento por la pérdida creciente de su apoyo lateral. Su mayor viscosidad no le permite seguir o reemplazar al sima emigrante de la depresión con la misma velocidad de éste, condición por de pronto necesaria para que tal depresión o fosa pueda formarse. Ella se podrá llenar solamente en parte con el sima que afluye y que llevará consigo el sial que lo cubre. La parte del sial comprendida dentro del área de la depresión símica naciente, cederá y se deslizará desde ambos lados por el declive de la superficie de su substratum hacia su fondo. El deslizamiento será más factible en las partes semiplásticas del sial que en la corteza exterior y rígida, de modo que se producirá un «subempuje» (Unterschiebung) de la parte inferior debajo de la parte superior cuyos sobreescurrimientos resultan entonces ser solo aparentes, porque no es la parte superior la más desplazada horizontalmente, como parece indicar la contemplación única de los cuadros tectónicos observados en ella, sinó es la parte inferior que se desplaza más (véase las figuras de Kober) y con ella la masa continental vecina.

El sial situado en el lado desde donde viene el movimiento símico, es decir, de la derecha de la depresión, perderá entonces igualmente su apoyo lateral. Su parte inferior que debe ser relativamente plástica (véase lám. I), cederá primero, se estirará y se adelgazará. Esto no se producirá de un modo uniforme, de modo que en la zona cercana a la superficie habrá dislocaciones con inclinaciones leves. La pérdida de grosor ocasionará un descenso general que puede ser suficiente para que se produzca una inundación por un mar epicontinental. A estos dos factores de traslación del trozo siálico en cuestión se agrega otro: el sima que se extiende hasta el fondo del océano situado en el otro extremo de la masa continental (a la derecha) ejercerá una presión horizontal sobre éste y lo empujará hacia la depresión. Además, una vez perdido el apoyo lateral, la masa siálica puede ser puesta en movimiento por las fuerzas resultantes de la rotación de la tierra, que obrarán sobre ella en mayor grado que sobre las zonas más profundas y más cercanas al centro y menos sujetas a la fuerza centrifugal. La tendencia del desplazamiento será occidental y ecuatorial y será facilitada por la circunstancia de que en la base de las masas continentales se hallan zonas magmáticas plásticas que permiten un corte horizontal (Abscheerung) y el deslizamiento horizontal. Sea dicho de paso que es únicamente a base de la mencionada pérdida de apoyo lateral que puede producirse este moviento que Wegener adoptó como causa para su desplazamiento o la migración de sus continentes.

Estos factores pueden ser suficientes para que pueda mantenerse la continuidad de la masa siálica y para que no se separe de ella el trozo correspondiente a la depresión. En caso contrario se abrirá una grieta en la cual deberá penetrar una masa ígnea, un batolito o en caso extremo el sima, separando definitivamente la masa siálica.

Este último acontecimiento debe producirse necesariamente en el lado opuesto de la depresión símica. El sima que emigra de la depresión y el que se dirige en la profundidad hacia el nuevo ecuador tratará de llevarse consigo el trozo siálico que descansa sobre la zona contigua a la depresión y esto debe producirse con tanta mayor facilidad, cuanto que el sima situado en su extremidad exterior (izquierda) no opondrá mayor resistencia por tener la misma tendencia de traslación. Ha de establecerse entonces una separación entre el trozo siálico que ha descendido hacia la depresión y el que es llevado por la corriente símica. El nuevo borde continental coincidirá entonces aproximadamente con el borde de la depresión. Tal es el caso de la costa occidental de América o mejor de las costas llamadas pacíficas. Por la zona de disyunción subirá el magma, ascendido o empujado por las fuerzas de la isostasía (y solo en grado reducido por fuerza propia).

Si la masa continental antepuesta a la zona orogénica se encuentra

situada más o menos sobre el nuevo ecuador, no podrá producirse su desplazamiento horizontal, sino ella sólo ascenderá por la influencia de las masas símicas hacia la zona ecuatorial. Esta afluencia de sima ocasionará al mismo tiempo un traslado en dirección ecuatorial de las masas continentales situadas más hacia los polos, de modo que el geosinclinal intercalado o la zona orogénica intercalada entre la masa continental solo ascendente y la trasportada hacia el ecuador debe sufrir una compresión muy fuerte. La intensidad del plegamiento será mayor que en las cadenas del tipo de la costa pacífica, y la actividad volcánica correspondientemente menor, hasta nula en muchas partes, porque la reducción de la extensión horizontal o del ancho del geosinclinal podrá en este caso no conducir a una disyunción de la cubierta siálica. Tal es el caso de las cadenas del tipo de las cadenas orogénicas encerradas entre el continente eurásico por un lado y África, Arabia e India, por el otro. En esta zona el plegamiento es efectivo — y especialmente intenso, pero el vulcanismo es sumamente reducido. En cambio, donde esta cadena ya no posee una masa siálica antepuesta, es decir, desde las Adamanes y Sumatra hasta Nueva Guinea, decae considerablemente la intensidad de los pliegues y aumenta, o mejor, empieza la actividad volcánica de esta faja orogénica que se vuelve allí «pacífica».

El aspecto de las cadenas orogénicas tiene que variar según el ancho primitivo del geosinclinal. Cuando éste es muy considerable, la faja central debe hallarse, a pesar de su descenso, en posición aproximadamente horizontal, o poseer inclinaciones tan reducidas que en ella no puede producirse ningún plegamiento, que quedará limitado a los bordes. La faja central desempeñará el papel de atajo respecto a la zona movida, bajo condiciones normales. Pero en el caso de que la zona orogénica está limitada en la dirección hacia donde se dirige la corriente símica, por una masa continental inconmovible, se podrá producir algún plegamiento también en esta parte central, pero siempre subsistirá la depresión. Si la faja orogénica es angosta puede suceder que la faja central desaparezca del todo y que ésta contenga la zona en la que el sial se ha engrosado más. En el *Bau de Erde,* de Kober, encontramos representados con diagramas muy instructivos distintos casos de los plegamientos orogénicos y sus modificaciones especiales bajo distintas condiciones.

Aparte de este caso normal de orogenia completa — aunque lo sea, según el caso, en distinto grado — hemos de considerar otro que podemos llamar *semiorogenia.*

Ya se dijo que debemos suponer que el alcance vertical y horizontal de cada una de las corrientes de convección debe haber disminuído desde el primer tiempo de la historia de la tierra y que la reducción del ancho de los geosinclinales y de las zonas orogénicas se debe a esta circunstancia. De este modo, por ejemplo: una faja orogénica hercínica

puede ser mucho más ancha que la zona terciaria contigua o comprendida dentro de esta zona mayor y anterior. Pero esto no quiere decir que haya muerto toda actividad símica (gábbrica o peridotítica, etc.) del manto silicatado en la porción ya no afectada por la orogenia terciaria. Es posible que se mantengan aún allí corrientes de convección, pero que su cúspide ya no llegue a la altura suficiente para entrar en contacto con el sial. Su circulación tendrá lugar entonces, sólo en la parte del manto silicatado que se encuentra normalmente en fusión. Aunque la corriente de convección no podrá fundir naturalmente, por esta razón, el sima de su techo, estará, sin embargo, en condiciones de arrastrar alguna parte de él. Este material acompañará un cierto trecho la rama descendente de la corriente de convección (ya descripto), pero tendrá que escapar de ella por difusión lateral y vertical, cuando penetra en una esfera ocupada por una solución silícica de mayor peso específico. Se producirá, consecuentemente, una circulación del sima en forma de remolino que tratará de compensar o reemplazar lo que pierde el techo de la cúspide de la corriente de convección. La menor fluidez del sima en comparación con la del material de la corriente de convección y el camino más largo que debe recorrer para llegar a la zona de desgaste producirá una depresión en el sima. Esta depresión será semejante a la de un geosinclinal, pero mucho menos acentuada, y producirá también en el sial la formación de cuencas en las cuales se depositarán aparte de sedimentos marinos, ante todo sedimentos terrestres. Indudablemente se producirán fracturaciones en el sial, durante la larga época de este estado de cosas, pero el sima plástico y en fusión, interpuesto entre la base del sial y la cúspide de la corriente de convección, se deformará sin fracturación. Por consiguiente, no puede contarse con ningún escape de material ígneo desde la corriente de convección al sima, ni mucho menos al sial. Debería suponerse, sin embargo, que el sial al descender a profundidades mayores que la de su límite inferior normal, debería sufrir fusión y que el magma así formado debería penetrar en las rajaduras y aparecer en la superficie. Las escasas manifestaciones volcánicas siálicas en la serie de Angara del centro de Asia demuestran que existe hasta cierto punto esta posibilidad, pero se trata de un fenómeno muy reducido y de corta duración que puede relacionado también con algunos residuos magmáticos supervivientes de la orogenia hercínica. En todo caso, en todo el resto de la época mesozoica y terciaria no se ha producido allí prácticamente ninguna manifestación volcánica. Esto no tiene nada de extraño, si consideramos lo que debe acontecer, cuando el sial desciende dentro del ambiente del sima «lerdo» interpuesto entre el sial y la corriente de convección. Allí el sima no posee un exceso considerable de calor y de calorías. La poca cantidad de calorías disponible alcanzará sólo para la fusión de una zona marginal del sial descendente, cuya

masa total podrá ser licuefacta únicamente, si la radiación de calor desde la profundidad y a traves del sima se produce con mayor rapidez que la de la radiación del sial hacia la superficie. Aunque esto tiene ciertas probabilidades, no es verosímil que esta afluencia de calor por radiación desde la profundidad sea suficiente para suministrar al sial descendido un sobrecalentamiento suficiente para convertirlo en magma activo. Resulta entonces que bajo estas condiciones de *semigeosinclinal* no puede contarse con la actividad volcánica de los geosinclinales típicos. Esto constituye una diferencia esencial entre estos dos tipos de zonas de descenso secular, que por otra parte tienen comunes aproximadamente todos los demás rasgos característicos.

Semejante será también el comportamiento, al producirse los acontecimientos que traen consigo como consecuencia los movimientos orogénicos. El descenso que sufre la parte superior de la corriente de convección ocasionará consecuencias tectónicas muy parecidas a las de una verdadera zona orogénica, pero éstas se exteriorizarán preferentemente por fracturación, aunque no faltará plegamiento y sobreescurrimiento, pero el mayor espesor del sial y la mejor conservación de su rigidez particular impondrá a las dislocaciones un carácter de menor fluidez que el que tienen las perturbaciones en las fajas orogénicas propiamente dichas. En fajas semiorogénicas anchas se presentará la depresión central con bordes sobreelevados y habrá compensación del exceso de masa de las zonas ocupadas por las sierras, subsistirá la actividad sísmica, pero faltará la actividad eruptiva. Los engrosamientos o protuberancias siálicas compensadoras de las sierras descenderán necesariamente a profundidades considerables, donde la temperatura del ambiente es superior al punto de fusión del sial. Su fusión será tan lenta como en el caso de los *semigeosinclinales* y esta condición impedirá la actividad volcánica.

Como prototipo de esta clase de movimientos de *semiorogenia* nos puede servir el interior del continente asiático, Tian-Shan, cuenca del Tarim Küen-lün, etc. En otra ocasión se discutirá con más detalle esta región y su característica.

El caso discutido ocupa un lugar intermedio entre el tipo de la zona de geosinclinal y de orogenia por un lado y la masa continental afectada sólo por movimientos epirogénicos por el otro. Se trata de tres estadios típicos, que sobresalen aunque no falten transiciones de un tipo al otro, lo que sería largo discutir.

Comtemplaremos ahora otro caso, el de un trozo siálico ya separado de una masa continental. Supongamos que sea poco mayor que la depresión geosinclinal que se forma debajo de él. Se deslizará íntregamente o casi íntegramente a la fosa, sólo podrá separarse uno que otro trocito pequeño situado en el sentido de la corriente símica, siempre si la presión de

las partes superiores no lo empuja hacia la depresión. Si la masa siálica ha sido suficientemente grande se asomará con sus bordes, partes céntricas o con su eje por encima del nivel del mar. Los sedimentos que toman parte en su constitución estarán intensamente plegados no solo por la compresión bilateral de su propio peso, sino también por la presión ejercido por las masas símicas circundantes (Kober, figuras 31 y 32) de los arcos antepuestos al este y noreste de Australia, etc.

Si las masas siálicas han sido demasiado reducidas podrán formar únimente umbrales submarinos que podrán revelar su existencia sólo por la clase de rocas eruptivas que forman los volcanes superpuestos y que constarán de rocas intermediarias, es decir, de andesitas y sus diferenciados. Además es inevitable que las partes inferiores de sus flancos descienden debajo del nivel superior intermedio del sima, es decir, debajo de los 4500 metros de profundidad marina. El sima desbordará por consiguiente sobre su zócalo y se amoldará a él sin dejar una ranura notable en el lado de donde viene la corriente símica. *En el lado opuesto podrá formarse, en cambio, tal ranura,* porque la corriente símica de las partes profunda y trasladables imprimirán una tendencia de alejamiento de las partes superiores más o menos rígidas en relación a la isla, lo que no impide que la isla o todo el arco de trozos siálicos siga el movimiento símico.

Tales fosas pueden formarse también en el borde de las grandes masas continentales en el caso de que el trozo siálico situado del lado hacia donde se mueve el sima, haya sido muy pequeño o ausente o que haya sido separado de la masa continental o cortado de ella cerca del borde de una depresión símica (geosinclinal).

Con esto creo haber dado una explicación más satifactoria de la existencia de las fosas que bordean especialmente el océano Pacífico que la que expuso Wegener. Su explicación a primera vista perfectamente aplicable al borde asiático falla al quererla aplicar al borde americano, de modo que se ve obligado a dar dos explicaciones distintas para el mismo fenómeno.

Sería muy interesante aplicar la teoría arriba expuesta a las regiones circumpacíficas (1) y a la misma cuenca de este océano; resultaría que han de haber existido y que persisten aún corrientes radiales centripetales y obtendríamos nuevos indicios del por qué de la formación de depresiones símicas.

El orden de ideas expuesto nos conduce a la conclusión de que cada una de las revoluciones orogénicas o de consecuencias orogénicas reduce la extensión horizontal de las masas continentales siálicas y que en cambio aumenta su espesor. No tiene pues nada de extraño la admitida

(1) Véase capítulo IV.

ausencia del sial de las profundidades oceánicas. Pero queda aún un punto por aclarar, sin lo cual este modo de ver no quedaría sostenible.

El aumento de espesor no podrá mantenerse jamás por mucho tiempo, ni ser definitivo sin que descienda la posición de la zona en que el sima llega a tener la temperatura necesaria para la fusión del sial. Si se mantuviese en la misma profundidad, durante el tiempo de calma después de una época de revoluciones terráqueas, las protuberancias grandes y pequeñas en las regiones siálicas afectadas por el plegamiento o por simples ascensos deberían disolverse paulatinamente por fusión, debería ascender a través del sima para agregarse finalmente en el borde exterior. lateral de una masa continental. Con esto se volvería a establecer la misma extensión horizontal de las masas siálicas y si no hubiera habido este descenso paulatino de la zona de fusión todavía hoy debería existir en toda la superficie de la tierra la primitiva corteza de enfriamiento o de solidificación sin protuberancias mayores y de altura uniforme, cubierta enteramente por el océano o la hidrósfera. La existencia de continentes emergidos del mar es un indicio inequívoco para el enfriamiento lento de la tierra. Deben distinguirse tres aspectos de este enfriamiento: uno es el continuo y lento, producido por la radiación normal y uniforme al espacio, y el otro el enfriamiento brusco que sufre, por de pronto, el sima durante el período de una migración de los polos lo que origina, como hemos dicho, corrientes símicas hacia el nuevo ecuador para el restablecimiento del elipsoide de rotación. Durante este período se moverán ante todo las partes aun desplazables «líquidas» del sima, es decir las que poseen temperatura elevada y necesariamente perderá calor. Además, la actividad volcánica suele ser especialmente importante durante las épocas de formación de un geosindinal y de orogénisis y con ella está relacionada un pérdida de calor rápida e importante.

Vemos, pues, que con cada uno de los movimientos «orogénicos» será relacionado un egrosamiento de las masas siálicas, la reducción de su extensión horizontal, es decir de las masas continentales se amontonarán cada vez más. Esto implica que su altura media debe aumentar también y que las plataformas continentales inundadas por mares epicontinentales se reducirán considerablemente. Efectivamente, es esto un hecho innegable que la inundación de los continentes y la sedimentación de depósitos de aguas de poca profundidad ha disminuído considerablemente en el tiempo comprendido entre el Cámbrico y hoy, y además debe considerarse que ahora siguen aún ascendiendo masas continentales, como por ejemplo la Patagonia, y que la reducción de la extensión de los mares epicontinentales no ha llegado a su término, porque aún obran las consecuencias del último período de diastrofismo y porque el equilibrio no esta aún restablecido del todo.

Para mejor explicación de esto último servirán las líneas siguientes.

Supongamos primeramente este caso sencillo:

La revolución orogénica ha pasado, han terminado las corrientes y el desplazamiento del sima, pero las sierras y las protuberancias en la parte inferior del sial se han mantenido todavía. La protuberancia penetra aún en una zona muy profunda donde la temperatura reinante es mucho mayor que la temperatura de fusión del sial y donde el enfriamiento del sima no se ha hecho sentir mayormente, como lo debemos suponer para una profundidad en 20-40 kilómetros mayor que el límite inferior normal del sial. El sial de la protuberancia debe fundirse entonces paulatinamente y esto sobre todo porque las corrientes de convección volverán a obrar, una vez establecidas las condiciones normales. En vistá de que el sial está rodeado exteriormente por un medio de mayor peso específico, sus partes fundidas tendrán que ascender en el contacto de sial y sima o se difundirán en las partes vecinas del sima hacia arriba, hasta llegar al límite inferior de las masas continentales normales cuyo plano inferior es más o menos horizontal. A lo largo de él se extenderá con menor rapidez que la de su ascenso. Es de presumir que el sial fundido haya arrastrado consigo cierta cantidad de componentes propios o frecuentes en el sima de modo que llegara al plano inferior en forma de magma del tipo de las rocas mesosilícicas (diorita, etc.). Una vez llegado al estado de quietud, la gravedad ocasionará en él cierta diferenciación, cuyo resultado será un empobrecimiento paulatino de la mezcla en materiales símicos. Este proceso terminará según pronto o tarde, la mayor o menor rapidez del enfriamiento y solidificación de la mezcla. De este modo se agregarán al fondo de las partes llanas de las masas continentales cantidades nuevas de material más o menos siálico y en todo caso más liviano que el sima. Lo mismo tiene que suceder durante la formación de un giorinclinal. *El aumento de espesor producirá necesariamente un ascenso lento de los continentes; este ascenso no será uniforme en todas partes, sino habrá pequeñas diferencias según la cantidad y el peso específico variable de las masas o mezclas agregadas en su plana inferior, lo que producirá el aspecto de una leve ondulación carente de dirección fija en las masas continentales. A esta clase de movimientos solemos aplicar el término de «movimientos epirogénicos».*

Con esta teoría habríamos llegado a una explicación plausible de los dos tipos de movimientos, cuya existencia e índole diferente se impusieron a la mente de los geólogos a pesar de algunos rasgos comunes, es decir, *habríamos llegado a la explicación de los movimientos orogénicos y epirogénicos.*

Un movimiento orogénico se caracteriza por su limitación a una faja angosta, por su rumbo fijo, sus pliegues y sobreescurrimientos, la intensidad del movimiento, su limitación a un lapso de tiempo relativamente

corto, por las manifestaciones volcánicas productores, en lo esencial, de rocas intrusivas y extrusivas mesosilícicas y por la sismicidad pronunciada de la zona afectada por ellos; los movimientos epirogénicos revelan su existencia por su vasta extensión horizontal, por sus ondulaciones suaves sin rumbo pronunciado, su escasísima intensidad, por la larga duración de las dislocaciones o movimientos seculares y su desarrollo ubicado en lo esencial en los períodos subsiguientes a los movimientos orogénicos, por su limitación o confinación a las regiones continentales o «masas continentales» (escudos) casi o totalmente exentos de movimientos sísmicos, y por la preponderancia de efusiones de material símico. Son los movimientos ligados al restablecimiento del equilibrio de la corteza terrestre, mientras que los movimientos orogénicos son ligados a procesos que lo perturban.

Este último punto será tratado más adelante. Primeramente consideraremos algunos pormenores del desarrollo de las zonas afectadas por los «movimientos orogénicos».

Aunque la formación de la protuberancia siálica o de la depresión sea un proceso muy rápido en comparación con otros movimientos de la corteza terrestre, siempre será lo suficientemente lento para que pueda fundirse una parte más o menos apreciable del sial no sólo después de la terminación del descenso símico, sino también durante este descenso símico y la orogénesis correspondiente. La fusión parcial de la protuberancia naciente será nula o muy reducida en el principio del movimiento, pero aumentará a medida que desciende a profundidades mayores con temperaturas suficientemente altas y suficiente cantidad de calor acumulada en el sima rodeante, para que sea posible una continua pérdida de calor sin que se altere mayormente el estado del sima. Esta cantidad de calor suficiente debe existir justamente en la faja del descenso, porque ella es también la faja de las corrientes de convección o de la zona de mayor afluencia de calor desde el interior. Como en el caso ya discutido, el producto de la fusión será una mezcla de material siálico con algunas componentes símicas.

Hemos visto que durante el movimiento orogénico, el desplazamiento convergente de la corteza terrestre produce un aumento de espesor del sial y una compresión lateral considerable que se exterioriza en la parte cercana a la superficie por pliegues, sobreescurrimientos, fracturación, etc., mientras que en la parte más o menos plástica del sial la deformación, aun más intensa acaso, será más «fluída» o exenta de fracturación. Mientras dura este proceso, no hay, pues, lugar para una producción ígnea en forma de efusiones e intrusiones en la zona orogénica. Si existe, es necesario suponer que provenga de cuerpos de magma aun en fusión que se ha podido mantener en este estado desde el tiempo de su penetración normal, durante el período de geosinclinal. Efectiva-

mente, la compresión lateral ocasionará en estos cuerpos de magma una tendencia de evasión hacia zonas superiores y ellos deben — en estado de rocas de profundidad — poseer la estructura característica y correspondiente a la presión sufrida.

Una producción volcánica proveniente desde la región generadora de magmas podrá tener lugar recién, cuando cesa la compresión en la zona orogénica y cuando se restablecen las condiciones normales, aunque sea hasta cierto punto, pasajeramente. Efectivamente he observado en la cordillera que la actividad volcánica es nula durante las tres fases principales de la orogenia terciaria y que empieza recién después de un lapso de tiempo considerable, después de largos períodos de erosión subsiguiente a cada uno de los movimientos.

Cuando se restablece el estado normal — el que reina durante la formación de un geosinclinal — se pueden producir también las disyunciones dentro de faja en cuestión que permiten el ascenso de masas magmáticas. No sólo es posible admitir la formación de una zona de disyunción, sino que hay ciertos casos que exigen directamente su presencia, como por ejemplo el de gran batolito granodiorítico de la costa pacífica de la cordillera patagónica. Este batolito es de una composición uniforme y cubre una superficie extraordinariamente grande. Su ancho llega en largos trechos a más de 80 kilómetros y su largo sobrepasa los mil kilómetros. La superficie que ocupa llega a los 50.000 kilómetros cuadrados, pero en realidad ha de ser mayor porque partes considerables han de estar substraídas a la vista por las aguas del océano. Si adoptáramos las ideas imperantes, deberíamos suponer que esta inmensa masa ígnea que no tiene igual, hubiese penetrado por su propia fuerza en la masa continental, desplazándola a ambos lados abriéndose una brecha de un ancho que llega, como dijimos, en la superficie a los 80 kilómetros y que debe ser mayor hacia la profundidad, sea empujando la masa siálica hacia los lados, ya sea refundiéndola en parte. No resulta imaginable, cómo puede haberse producido el desplazamiento y la fusión. El desplazamiento debería ser acompañado por un plegamiento y un abultamiento de las masas siálicas vecinas fuera de todo lo posible; ellas deberían ceder sobre todo hacia arriba, porque en la profundidad debería existir una presión exorbitante hacia arriba para que la subida del magma sea posible; no es necesario detenerse en la declinación de esta suposición, ni tampoco en la de una penetración por refusión de las masas siálicas, porque no resulta imaginable un suministro de calor desde la profundidad (inferior al fondo del sial) hasta cerca de la superficie terráquea hasta donde avanzó el batolito.

No queda, pues, otra explicación para la aparición de las grandes masas ígneas intrusivas que la formación de fajas de disgregación y disyunción en la corteza siálica. Su ascenso obedecería entonces en lo esencial a las

mismas leyes como el establecimiento de masas símicas entre trozos continentales separados con la diferencia de que el sima con su peso específico mayor no puede llegar o elevarse hasta los niveles, hasta los que puede llegar la roca o el magma mesosilícico más liviano. Pero es indudable que el proceso de la aparición del magma en la disyunción es bastante más complicado y que debe tener además alguna actividad propia. Conduciría demasiado lejos entrar en detalle lo que se hará más adelante.

Apenas iniciada la orogénesis y la aparición y el ascenso de los primeros pliegues, principiará también la erosión con su acción. La destrucción puede ser — como sabemos — tan intensa qne se pueden formar valles antecedentes, que se cortan en los obstáculos ascendentes, de modo que en ciertos casos la erosión puede obrar con la misma o mayor velocidad que el ascenso; pero esto acontece sólo en ciertos casos, cuando la cantidad de agua disponible es al mismo tiempo suficiente, lo que se logra por la reunión de numerosos cursos de agua separados uno de otro en tiempo anterior al movimiento. La velocidad de la erosión puede competir, entonces, con la de la orogénesis sólo en zonas o fajas muy estrechas y de proporción muy reducida comparada con la masa de la sierra. Una vez formada la sierra, sigue obrando la erosión y disminuye el volumen del abultamiento de la superficie de las masas continentales, mientras que la fusión, que obra en el lado opuesto, disminuye el volumen de la protuberancia siálica correspondiente a la sierra. Para que se pueda mantener el equilibrio isostático durante estos procesos, la fusión y la erosión deberían mantenerse en una cierta relación: el defecto de masa producido por la erosión debería ser compensado por una mayor velocidad en la fusión de la protuberancia siálica y su reemplazo por material símico. Para mejor ilustración de lo dicho, veamos este caso concreto: una sierra que se eleva con altura media de 4000 metros sobre la altura media de las masas continentales debe ser compensada por una protuberancia de 40 kilómetros agregada al fondo de la masa continental con sus 45 kilómetros normales de espesor en los tiempos actuales, siendo la diferencia del peso específico de sial y sima 0,2, como admitimos arriba. La fusión debería obrar entonces 10 veces más rápida que la erosión, y no sólo la fusión, sino además el desplazamiento de la masa fundida y su reemplazo por sima. Esto es extraordinariamente inverosímil. Es mucho más probable que la fusión, etc., no puede igualar el paso a la erosión. Si la corteza terrestre fuera completamente plástica que podría ceder a cualquier fuerza por pequeña que fuera, la diminución continua del espesor del sial, producida por la erosión, debería ser compensada por un ascenso continuo del sima, para que no haya perturbación en la gravedad. Pero debemos admitir por lo menos las dos terceras partes del sial como prácticamente rígida, de modo que puede establecerse una diminución super-

ficial del espesor del sial sin que la resistencia, cohesión o fricción interna del sial permita un ascenso del sima. Se establece por consiguiente *un defecto de masa — el defecto de masa observado en todas las sierras jóvenes — y además una tensión con tendencia ascendente. En cuanto la tensión supera la rigidez del trozo siálico, se producirán pequeños movimientos verticales ascendentes : los movimientos póstumos.* Ellos se encuentran en todas las sierras formadas en el Terciario y especialmente por los movimientos orogénicos del final del Terciario.

Los movimientos póstumos — en sus efectos muy parecidos a los epirogénicos — representan empero únicamente pequeños intermezzos o anomalías pasajeras en el proceso de la destrucción paulatina de los efectos de un movimiento orogénico con sus sierras superficiales y sus protuberancias en la parte inferior de las masas continentales. Todo tiende al restablecimiento del grosor normal de la masa siálica, que, como ya se dijo, puede mantener sólo un grosor determinado por no poder sostenerse en un ambiente más pesado y de una temperatura mayor que la de su fusión.

Sucederá que en algunos casos podrá seguir la fusión de la parte inferior del sial a pesar de que haya reducido su espesor a lo normal; tal fusión será posible, cuando el sima del yaciente tenga una temperatura mayor de la que le correspondería normalmente. Tal caso puede tener lugar, si se establecen corrientes de convección en determinadas partes del sima. La consecuencia para el sial sería entonces que sería atacado, fundido y disminuído en su espesor desde abajo. En tal caso su superficie debe descender lentamente y se produciría la formación de cuencas de sedimentación o geosinclinales.

Los geosinclinales se caracterizan, como vimos, por la cantidad descomunal de sedimentos acumulados en ellos durante largo tiempo, que corresponde a menudo a un período entero entre los orogénicos, por el nacimiento de cadenas o cordilleras más o menos intensamente plegadas de ellos y por su producción casi siempre muy abundante de material volcánico, especialmente de rocas mesosilícicas y sus diferenciados y por su marcado carácter de fajas. Las masas continentales, en cambio, quedan en parte emergidas durante tiempos inmensamente largos (escudos antiguos) llevan sedimentos terrestres continentales o marinos y epicontinentales, afectados tectónicamente sólo por movimientos epirogénicos y carecen de manifestaciones volcánicas intensas, a no ser que hayan sido cruzadas por basaltos que no forman nunca masas intrusivas considerables, sino que tienen su mayor desarrollo bajo la forma de mantos superficiales (basaltos terciarios de la Patagonia, diabasas y meláfiros supratriásicos hasta acaso infraliásicos del SE del Brasil de Sud África y de la Antártida, trapp del Dekkan, etc.).

También dentro del área de las masas continentales se forman cuen-

cas de sedimentación encerradas a menudo entre bloques elevados como en el caso de las sierras pampeanas. Pero los movimientos que causaron su formación revelan un caracter diferente al de los geosinclinales. Además, el descenso no suele ser continuo durante largas épocas; por lo general una cuenca, una vez formada y rellenada total — o parcialmente por sedimentos no cambia mayormente de posición o asciende con movimientos radiales en mayor o menor escala, sin que se observe otro plegamiento que una amplia ondulación epirogénica o algunos pliegues intensos, pero enteramente superficiales a lo largo de bloques sobreelevados a causa de un ladeamiento de estos bloques que deben cargarse por uno u otro lado sobre las depresiones vecinas.

Al discutir los plegamientos orogénicos y sus consecuencias, hemos visto lo siguiente: Las masas siálicas o continentales situadas a espaldas de las fajas afectadas por la orogénesis, es decir, en el lado opuesto de la dirección que llevan las corrientes símicas, mantienen casi en toda la tierra su contacto o cohesión con la zona plegada y hemos visto que para ello pudimos entrar cuatro razones: 1ª la masa continental es llevada por el sima de su basamento que se mueve o desplaza lentamente hacia la depresión símica que se forma debajo de la faja continental afectada por los movimientos orogénicos; 2ª por la presión que ejerce el sima en el borde exterior del extremo opuesto de la masa siálica, donde sima y sial está yuxtapuestos desde el fondo de la cuenca oceánica hasta el nivel del plano inferior del sial; 3ª por la circunstancia de que la masa siálica puede ser afectada o puesta en movimiento por los efectos de la rotación de la tierra con las componentes ecuatoriales y occidentales (admitidas como únicas por Wegener) a causa de la pérdida de su apoyo lateral producida por la reducción de extensión horizontal de la zona en plegamiento que se amontona y se desliza a la depresión símica; y 4ª porque la zona inferior del sial, hasta cierto punto plástica o deformable sin fracturas — por esta misma pérdida de su apoyo lateral, — podrá ser aplastada o reducida en su grosor por el peso de las partes superiores del sial y tendrá que extenderse en sentido horizontal hacia la porción siálica afectada por el movimiento orogénico.

Es especialmente este último factor que provoca fenómenos tectónicos en la costra rígida. Ella deberá despedazarse por estiramiento. Se originan cuadros tectónicos abigarrados de bloques elevados y de depresiones de variada hondura; en el contacto de ambos pueden producirse plegamientos y sobreescurrimientos cortos, que pueden adquirir localmente un aspecto engañador de tectónica orogénica. Las estructuras anteriores o antiguas deben tener una influencia importante sobre el detalle del despedazamiento y sus consecuencias tectónicas superficiales (mantenimiento y ascenso de bloques y su ubicación). Como ejemplos cito las sierras pampeanas y Alemania central y septentrional. En otros casos los tres

factores citados arriba primeramente obrarán con suficiente rapidez para producir la traslación de la masa continental siálica hacia la zona orogénica, de modo que la zona inferior más o menos plástica del sial no tendrá tiempo y espacio para aplastarse mayormente.

Volvamos a considerar el caso de la formación de cuencas en las masas continentales producidas por el estiramiento, consecuencia del aplastamiento de la zona plástica del sial. En vista de que el sima situado debajo de tales masas siálicas no desempeña un papel decisivo o el papel de causante directo para las alteraciones de la ubicación o situación y de la destrucción de la cohesión de las zonas superiores del sial, rígidas, debe existir un defecto de masa en las cuencas y un exceso de masa en los bloques elevados, es decir, debe reinar una relación mutua inversa y opuesta a la relación entre las cadenas de plegamiento orogénico y las depresiones situadas en su parte frontal, donde las primeras acusan un defecto de masa, mientras que las depresiones poseen un exceso.

Un ejemplo por demás característico para nuestro caso en el graben (depresión) del Rhin superior con su defecto de masa y los horst (bloques elevados) de las sierras de la Selva Negra y de los Vosgos vecinos que poseen un exceso de masa. Dada la índole del caso, las cifras correspondientes a depresión y bloque no necesitarán ser relacionadas con el peso normal (cero normal); es suficiente que el peso de las masas elevadas sea mayor que el de las depresiones vecinas. En el mapa de Kossmat (1) encontramos muchos ejemplos para ello, y es de esperar que se encuentre la misma relación entre algunas de las sierras pampeanas y las depresiones encerradas entre ellas. Es natural que la intrusión y mejor la extrusión de rocas eruptivas en partes de las cuencas podrá disminuir la diferencia entre los valores, pero no invertirá la relación. Para ello sería necesario que el sima del yaciente tenga, como en las fajas orogénicas, un comportamiento activo. Que no dispone de el, lo prueba la produción volcánica sobre el ambiente de las masas continentales. Donde la hay, como en las sierras pampeanas, es sumamente raquítica y a juzgar por la composición de las rocas etc. acusa ser derivada, o haber hecho invasión desde la zona orogénica vecina, o es puramente símica, sin mezcla de material siálico, como en el caso de la Patagonia etc.

De este comportamiento podemes sacar la conclusión importante de que — como ya se mencionó en página 201 — las deformaciones del sial nacidas en el mismo, su engrosamiento ya sea tectónico o por acumulación de sedimentos no afecta mayormente al sima de su basamento y no

(1) Kossmat, *Die mediterranen Kettengebirge in ihrer Beziehung zum Gleichgewichtszustande der Erdrinde. Sächs. Akad. d. Wiss.* Bd. XXXVIII, d. math.-nat. Klasse., nº II, Leipzig. 1921.

pueden producir un desplazamiento del sima; y esto nos da una razón más para nuestro modo de ver de que en las fajas orogénicas las alteraciones del grosor del sial y sus movimientos tectónicos no pueden ocasionar tampoco una expulsión o desplazamiento del sima por medio de la formación de una protuberancia compensadora que sea originada por los movimientos del sial, sino que debe ser el sima el causante.

En el caso de los movimientos que afectan o que nacen en las masas continentales del sial, podemos admitir a lo sumo, a parte de una leve reacción plástica del sima subyacente, una leve ondulación del límite entre el sial y sima producida por compensaciones parciales. El defecto de masa de las depresiones de las masas continentales, sostenible solamente por un sima indiferente o lerdo, explica, cómo en ellas pueden acumularse cantidades relativamente importantes de sedimentos, sin que se produzca por ello un descenso continuo de las cuencas. Esto no incluye que localmente pueden instalarse movimientos compensatorios entre un bloque aliviado por la erosión y una cuenca vecina que recibe su detritus, movimientos a la manera de los isostáticos; ellos pueden estar radicados, ya sea en la zona inferior, algo plástica del sial o en la parte más superior del sima.

Ya vimos que las dislocaciones de estiramiento de la masa continental corren parejas o se instalan más o menos simultáneamente con las perturbaciones orogénicas de las fajas de plegamiento y que en la época subsiguiente, el material fundido de la protuberancia siálica de esta faja se agrega al plano inferior de las masas continentales. Así se explica por qué durante los movimientos epirogénicos ascienden, aunque sea en forma algo desigual, todos los elementos o unidades tectónicas de las masas continentales, siempre que no estén demasiado distantes de la faja de plegamiento, caso en que no habrán participado tampoco en los movimientos de estiramiento.

III

Provincias magmáticas

Es una idea muy difundida atribuirle al magma fuerzas propias suficientes para que pueda abrirse camino a través de la corteza terrestre desde la profundidad de la sede normal o natural de la actividad magmática hasta la superficie o hasta cerca de la superficie del globo, produciendo abultamientos que forman las sierras y cadenas de montañas. Era natural que esta idea debía surgir en los primeros tiempos del estudio de la geología, cuando nuestro conocimiento del interior de la tierra era aún rudimentario y cuando las cualidades físicas de las rocas eruptivas

eran ignoradas, menos comprensible parece que vuelve a surgir, de vez en cuando, hasta en nuestros días, a pesar de que sus fundamentos no hayan adquirido entretanto mayor fuerza.

Que una masa ígnea pueda abrirse paso a través de la corteza solidificada de la tierra, parece tanto más probable, cuanto mayor es esta masa, de modo que esto aparece innegable para un batolito del tamaño del de la cordillera patagónica que tiene por lo menos 1200 kilómetros de largo y un ancho que varía entre los 80 y 150 kilómetros. Según una primera apreciación, semejante cuerpo ígneo habría de poseer una eficacia extraordinaria. La corteza terrestre siálica con sus 45 kilómetros de espesor tiene sólo la mitad o un tercio del ancho del batolito y esto todavía de la parte más superior de él; su desplazamiento y elevación, hasta formar una sierra, parece ser lo más natural. Pero si no nos contentamos con esta reflexión y si seguimos pensando en las consecuencias ulteriores del supuesto proceso, vemos que llegamos a lo imposible.

En nuestro caso la masa ígnea debería haber desplazado la corteza terrestre entre 80 y 150 kilómetros sobre un largo de 1200 kilómetros, surgiendo desde unos 40 ó 45 kilómetros de profundidad, siendo probable que el sial haya tenido aproximadamente el mismo grosor de ahora también en el Cretáceo superior, época a la cual pertenece este batolito, si no es terciario (lo que no considero probable). Evidentemente es imposible que el sial circundante haya cedido en sentido horizontal porque en este ocas debería el desplazamiento afectar toda la corteza. La compresión podría producir un aplastamiento y plegamiento sólo en la inmediata vecindad y este plegamiento implica ya en sí mismo un desplazamiento vertical. Este desplazamiento debería tener lugar sobre todo en el techo de la masa ígnea que elevaría el trozo siálico correspondiente. La elevación debería corresponder al grosor o a gran parte del grosor del sial, cuando el batolito o la masa ígnea llega hasta cerca del nivel normal de la superficie de la tierra, de suerte que se formarían sierras de decenas de kilómetros de altura. Pero tal cosa no existe.

Sin embargo es un hecho observado que las masas ígneas tienen una tendencia de expansión. Como ejemplos pueden figurar numerosos casos que se conocen de la Argentina. A lo largo del batolito patagónico se encuentra en su lado oriental una zona de unos 50 a 100 kilómetros de ancho que está fuertemente plegada y en la cual es frecuente el fenómeno del dinamometamorfismo. Además, se observa con suma frecuencia que núcleos intrusivos a veces sólo de pocos cientos de metros de diámetro han elevado, desplazado y plegado a los sedimentos circundantes.

Generalizando estos hechos se llegaría a la teoría plutónica de la formación de las sierras. Pero hemos visto que se pasa entonces por encima de las dificultades o impedimentos que se apuntaron arriba. Llegamos

pues a la conclusión de que la expansión de una masa ígnea se hace posible sólo desde el momento y desde la profundidad en que la presión de la masa de su techo o la carga superpuesta llega a ser insuficiente para contener la fuerza expansiva de la masa ígnea. Llegado a este estado de cosas la deformación del techo se hará por ejemplo en forma bóveda, que debe partirse y dar lugar a escape.

Dicho sea de paso que entonces estarán dadas las condiciones para que puedan desprenderse de la masa ígnea principal también núcleos menores, apófisis y diques. Es probable que se podrá calcular la profundidad aproximada donde podrá empezar el ensanchamiento o la expansión de un batolito que, según esto, no se distinguiría entonces esencialmente de lo que se acostumbra llamar lacolito.

Queda, pues aún en suspenso la cuestión de qué modo puede llegar la masa ígnea desde la zona magmática de la tierra, hasta el nivel de su posible expansión atravesando la parte no desplazable de la corteza terrestre.

Para que una masa ígnea pueda atravesar la parte de la corteza terrestre que no es normalmente desplazable, es necesario que intervengan estos dos factores, fusión o digestión por un magma especialmente activo y agrietamiento de la parte inferior del sial. Según la intervención de uno u otro de estos factores será el carácter petrográfico del producto ígneo que llega hasta la superficie.

a) Fusión. — En condiciones normales no puede tener lugar ninguna penetración magmática por fusión. Por condiciones normales se entiende el estado de cosas que reina en las zonas ocupadas por las masas continentales situadas fuera de las fajas de orogénia. Ya dijimos arriba que tales trozos continentales se mantienen durante largas épocas de la historia de la tierra aproximadamente en la misma posición, quedan emergidos en gran parte con su superficie por encima del nivel del mar, son inundados a veces a raíz de movimientos epirogénicos por mares epicontinentales de poca profundidad y de duración más o menos efímera. Ellos mantienen entonces aproximadamente su grosor normal; para que esto sea posible, el substratrum símico debe encontrarse también en estado de tranquilidad y no puede tener más que un aumento paulatino de su temperatura conforme a la escala geotérmica y no puede llegarle mayor cantidad de calor desde el interior de la tierra que lo volvería activo y debería ponerlo en movimiento. En tales zonas o regiones la afluencia de calor del interior se produce con la misma o menor velocidad que la radiación a través del sial hacia el espacio.

La fusión del sial es posible entonces solamente en zonas donde el sima posee un exceso de calor. Tal exceso sería gastado bien pronto con la fusión de las partes basales del sial, variando el espesor de la parte afectada según la cantidad de calorías desprendible. Es, pues, imprescin-

dible que sea llevado sima sobrecalentado (con respecto al nivel que ocupa en cada momento) hasta la base del sial. Este sima sobrecalentado debe ser afectado por las corrientes de convección que ya hemos mencionado en las páginas anteriores. Las corrientes serán de eficacia variada según el mayor o menor exceso de calor de que están munidas.

La fusión de las partes basales del sial será relativamente fácil, porque se encuentran por su posición profunda cerca de su temperatura de fusión. Hasta donde lo podrá afectar y fundir el sima, depende, aparte de la cantidad del exceso del calor, ante todo de la duración del proceso.

b) Agrietamiento. — Si persiste por mucho tiempo, se adelgazará el sial en estas regiones o fajas, porque — como ya dijimos — las corrientes de convección arrastrarán consigo gran parte del material fundido. Pero no lo podrán llevar hasta muy adentro del manto silicatado, porque las soluciones livianas siálicas tenderán a ascender por difusión a través del sima en estado de tranquilidad y de la vecindad de las corrientes de convección, agregándose a la base de las masas continentales. El adelgazamiento del sial arriba de estas corrientes permitirá un ascenso de las cúspides de las corrientes y producirá por otra parte un descenso de su techo siálico, formándose allí las geosinclinales. Aparte de otros fenómenos consecuentes, la parte que desciende, sufre extensión por tener que ocupar mayor espacio, al pasar de posición horizontal derecha a un arqueamiento. La extención o el estiramiento será mayor en la parte inferior que tendrá que agrietarse permitiendo la penetración del producto de fusión en el sial. Este producto de fusión será una mezcla del magma activo símico primitivo con porciones de su sial fundido, es decir una roca mesosilícica.

Hemos visto arriba que el sial puede alcanzar con su base únicamente hasta un nivel, donde, según la escala geotérmica, reina una temperatura de 1250 grados correspondiente a la temperatura de fusión del sial. Como causantes de este estado de cosas se indicó: sial y sima están separado más o menos claramente uno del otro y el sima tiene un punto de fusión más bajo que el sial (1050° aproximadamente en término medio), se encuentra entonces en fusión a una profundidad en que el sial conserva aún cierta solidez: en el caso de que el sial desciende a profundidades mayores que aquella, donde reina una temperatura de 1250 grados, no podrá mantenerse por mucho tiempo, porque sera licuefacto y debería ascender y difundirse a través del medio más pesado hacia la base del sial, donde se acumulará, eligiendo para ello con preferencia las partes más delgadas del sial.

Llegamos entonces al resultado de que el sial no puede desarrollar actividad magmática propia y así lo vemos corroborado ampliamente por la historia geológica, que deja entrever, con seguridad tal actividad únicamente para la época más primitiva el Arqueozoico. Resulta además que la existencia de rocas mesosilícicas es posible solamente con una

fusión del sial por el sima. Como hemos visto, tal fusión es producida normalmente por las corrientes de convección símicas que originan la formación de los geosinclinales que son, también las zonas de las orogenias.

Como ejemplos argentinos cito:

La serie de porfiritas y de pórfidos cuarcíferos del Pérmico superior (hasta acaso del Triásico inferior o basal) que se extienden desde el límite del sur de Mendoza con la Pampa, por la sierra Pintada y la parte oriental de la alta Cordillera del centro y norte de Mendoza y de San Juan y que vuelven a aparecer tal vez en el Perú. Estas efusiones siguen al geosinclinal paleozoico y al movimiento pérmico.

Otro ejemplo encontramos en una época posterior en la Patagonia. En el Triásico medio se instaló al oeste de la masa patagónica una depresión que se propagó hasta el borde SW de Brasilia; en ella penetró el mar, lo que constituye el primer trazado del geosinclinal andino que se instaló en el Liásico en esta región y se propagó hacia el norte hasta el Perú. A la parte sur de la cuenca está ligado el ciclo eruptivo supratriásico que produjo rocas de una composición que varía entre la porfirita y el pórfido cuarcífero; comienzan las efusiones con las profiritas y terminan con los pórfidos cuarcíferos. La gran propagación que tiene esta última roca en unión con keratófiros casi siempre cuarcíferos en la masa patagónica propiamente dicha, parece representar una excepción. Pero en realidad no ha de tratarse de otra cosa que de sial transladado desde la zona de fusión situada debajo de la región o faja deprimida de forma de geosinclinal, aunque incipiente, hasta la base de la masa continental vecina y su aparición en la superficie por rajaduras.

Un caso perfectamente análogo representa la aparición de rocas andinas (traquiandesitas, andesitas y andesitas augíticas) en el ambiente de las sierras pampeanas de San Luis, Córdoba, etc.

Estas rocas fueron formadas o compuestas — si se quiere — en la faja andina, donde se encuentra la verdadera sede de la masa ígnea correspondiente y de sus múltiples diferenciados.

La cantidad de ejemplos puede aumentarse a discreción, como, por ejemplo, con las efusiones porfiríticas jurásicas y especialmente cretáceas del geosinclinal andino que forman un ciclo eruptivo que en el Perú concluye con la salida de pérfidos cuarcíferos. No entraré en mayores detalles, pero quisiera mencionar todavía que, a medida que descendemos en las formaciones según su orden cronológico, tanto mayores o más anchas se hacen las fajas o áreas abarcadas por las rocas mesosilícicas y los geosinclinales.

Habiéndose comprobado la posibilidad o la realidad de una fusión del sial por el sima sobrecalentado, se levanta la cuestión, hasta qué grado puede llegar esta fusión y si es posible que alcance a atravesar el sima en todo su espesor.

Esto sería indudablemente factible, si el sima dispusiera de una temperatura de una elevación extrema y si el aporte de calor desde el interior se produjera con rapidez, es decir, si las corrientes de convección girasen con gran velocidad. Entonces, el sima podría ascender hasta el nivel fijado por su peso específico, suponiendo siempre que conservase un peso específico de 2.95. Pero como su elevadísima temperatura se podría mantener a causa de la rapidez de la aparición del sima nuevo o de una solución más básica nueva desde el interior, su peso podría ser no mucho mayor que 2,75 y entonces podría aparecer en la superficie del sial y perforarlo totalmente.

Pero, en realidad, la temperatura del sima no puede ser ilimitadamente alta, ni tampoco excesiva la velocidad de las corrientes de convección a causa de la gran fricción interna.

Podrá calcularse cuál ha de ser la temperatura propia de un magma en corriente de convección y cuál la velocidad de ésta para poder fundir un determinado espesor del sial. Conduciría demasiado lejos entrar en detalle, ni adelantaré por ahora ningún resultado previo porque los cálculos hechos hasta ahora no son más que ensayos.

Lo que puede decirse únicamente es esto: Una perforación total del sial por fusión no resulta admisible para los tiempos desde el Proterozoico superior hasta hoy.

Es tampoco verosímil que la fusión pueda penetrar hasta un nivel, donde el peso o la presión del techo llega a ser insuficiente para poder contener la expansión propia del magma.

Debemos admitir forzosamente la existencia de grietas o de disyunciones en el sial en una zona intermedia entre la zona de fusión y la de la posible expansión del magma, para que éste pueda llegar a esta última. Por estas grietas y disyunciones podrá ascender el magma empelido ya sea por su fuerza de expansión o por la influencia de la isostasia.

Según mi modo de ver, son éstas las condiciones necesarias para la formación de magmas mesosilícicos, que, como vimos arriba, tienden a diferenciase intensamente a causa del equilibrio poco estable de tales suluciones.

Desde el momento en que llegan a poder tener lugar erupciones, se producirá primeramente una roca que refleja la composición de la mezcla primitiva del magma que ha penetrado. A medida que pasa el tiempo, y siempre si no se la agrega nuevo material desde abajo, se destacará cada vez más claramente su separación en soluciones cuya composición se aleja en el transcurso del tiempo dada vez más hacia el extremo ácido. La razón para ello radica en la diferenciación progresiva de la masa ígnea surtidora que pasa de su estado de mezcla más o menos uniforme primitivo primeramente por un fraccionamiento múltiple en soluciones de poca durabilidad y de peso específico variado que les asigna su lugar

o nivel dentro de la masa ígnea; las soluciones más livianas se encontrarán en sus partes superiores y serán éstas las que suministrarán ante todo el material para las efusiones. Al final de la diferenciación de la masa ígnea está su separación definitiva en sus dos componentes estables, uno siálico y otro símico. Como el primero formará aproximadamente la mitad superior de la masa ígnea, mientras que la mitad básica se habrá reconcentrado en una zona más alejada de la superficie terrestre; la producción efusiva del magma será en su gran mayoría ácido. Es natural que a raíz de fracturación intensa, también la parte inferior de la masa ígnea podrá llegar a producir efusiones, pero su volumen ha de ser forzosamente reducida.

El tiempo requerido para una separación total de una masa mesosilícica ígnea en sus componentes primitivos variará según el tamaño de la masa, pero será siempre muy considerable. Los ejemplos citados nos demuestran la lentitud del proceso que duró, por ejemplo, en un caso desde el Triásico medio hasta el Triásico superior y la base del Liásico, y en otro caso por todo el Terciario.

Llamo este proceso, con sus efusiones correspondientes, «*ciclo eruptivo*».

Se podría objetar que se observa a menudo en la mayoría de los centros eruptivos una sucesión inversa de rocas eruptivas, como, por ejemplo, en las efusiones del cerro del Morro de San Luis, donde las primeras manifestaciones superficiales constan de traquiandesitas, y las últimas de andesitas augíticas. Se podrían citar muchos ejemplos más. Pero en realidad este comportamiento no representa una prueba en contra de los ciclos eruptivos con la acidificación progesiva de sus productos efusivos, porque se trata de fenómenos que se producen en núcleos pequeños, apófisis o lacolitos separados del cuerpo de la masa ígnea. En ellos se produce también la separación de soluciones livianas y pesadas. Las livianas que ocupan una posición más cercana a la superficie, serán las primeras que vierten sus efusiones por sobre la superficie de la tierra, pero serán también las primeras que dejan de ser activas por perder su temperatura elevada antes que las soluciones más pesadas que se han agrupado más al interior de la corteza y que se mantienen aun activos hasta después del enfriamiento de las segregaciones y diferenciados superiores.

a) Podemos considerar entonces las regiones donde se forman rocas bajo las condiciones anotadas y de composición mesosilícica como provincia magmática bien individualizada.

b) Muy distinta se presenta la otra que es dable distinguir.

Ella es netamente símica y produce únicamente basaltos y sus diferenciados que no alcanzan ni de lejos a la variedad y heterogeneidad aparente del magma mesosilícico.

Las rocas símicas aparecen con preferencia por sobre las masas conti-

nentales que tienen gran edad y que no han sido conmovidos por movimientos orogénicos desde las primeras épocas de la historia de la tierra y en las cuales no se han instalado tampoco geosinclinales. Se trata de trozos de las masas siálicas de un espesor normal que no han sufrido en su parte inferior fusión de ninguna especie y debajo de los cuales no pueden existir tampoco fajas símicas de actividad especial removidas por corrientes de convección que lleguen hasta la base del sial.

Las conocidas masas efusivas basálticas y meláfirico-diabásicas cubren a veces extensiones enormes. Cito como ejemplo las efusiones básicas del sur del Brasil, del este de la Argentina y del Paraguay que cubren 1.500.000 de kilómetros cuadrados y que representan sólo una parte de las efusiones contemporáneas del Triásico superior del Sud de Africa y del continente Antártico. En total estas efusiones cubren más 5 millones de kilómetros cuadrados. No me detendré en la discusión de los basaltos terciarios de la Patagonia que se mencionarán y cuyo significado se explicará en el capítulo siguiente, ni tampoco las del Dekkan y de tantas otras regiones. En todas partes sorprende la uniformidad de la composición de las rocas efusivas. Es manifiesto que no han asimilado nada del sial, de modo que deben haberlo cruzado sin detenerse por mayor tiempo en él. Estas rocas deben provenir entonces directamente desde el sima subyacente a las masas continentales. En este sentido es de mucho interés la particularidad de estas rocas reconocida por Daly, según quien las rocas básicas no forman casi nunca grandes masas intrusivas en la corteza terrestre, como los granitos y las dioritas, es decir, las masas mesosilícicas y sus derivados ácidos. A las enormes masas efusivas básicas no corresponden nunca masas proporcionales intrusivas, sino únicamente canales o diques que atraviesan la corteza terrestre y que representan sólo los canales de escape del magma símico.

Es evidente que tal escape no puede producirse a raíz de la fuerza propia explosiva del sima situado debajo de las regiones donde tuvieron lugar las erupciones en masa, porque esto implicaría una extrema actividad del sima en tales zonas, lo que debería conducir a la instalación de corrientes de convección y de fusión del sial. Debemos admitir entonces que las masas continentales atravesadas por el sima deben haber perdido su cohesión a causa de disyunciones que producen hendeduras por las cuales puede ascender el sima. En favor de este modo de ver habla el hecho de que la mayoría de las efusiones en masa de rocas básicas aparecen con preferencia como « Spaltenergüsse» o efusiones sobre fracturas, como hizo resaltar Daly en la obra citada. Los pequeños volcanes superpuestos a las extensas regiones de mantos son, en general, manifestaciones tardías.

Es claro que en las regiones donde falta el sial, las efusiones basálticas deben tener una importancia única. Se trata de las regiones profun-

das de los océanos. Para ella es un ejemplo por demás característico el océano Pacífico o su verdadera cuenca.

Conduciría demasiado lejos detallar aquí las diferenciaciones del magma símico. Me propongo tratar este asunto en una publicación especial, en la que describiré también la universalidad de la producción de traquitas como producto de diferenciación en chimeneas que mencioné ya.

Entre los resultados de este trabajo ya preparado, encontraremos la explicación natural de la existencia de rocas alcalinas básicas en este ambiente, que resultan ser simplemente un resultado de la segregación de traquitas (raras veces hasta obsidianas) del basalto, y un producto hasta cierto punto residual.

Algún lector extrañará la supresion de la provincia magmática «atlántica». Pero por una parte, el resultado de la investigación esbozada y por la otra la constatación de la presencia, solo accidental y reducidísima de tales rocas, que fué establecida por Daly. permiten ver en ellas sólo un producto o resíduo de diferenciación del ambiente siálico o símico, pero nunca una manifestación de una esfera terráquea o «capa magmática», equivalente a estos dos ambientes. No es aquí el lugar de averiguar, si acaso la aparición de tales rocas alcalinas haya sido más frecuente en épocas muy romotas, cuando el sial puede o tiene que haber tenido aun actividad propia.

IV

Estructura del océano Pacífico y de sus contornos

Es atrayente aplicar lo dicho a un caso concreto. Por el interés que tiene para la geología de Sud-América, elijo al océano Pacífico como ejemplo, en combinación con las masas continentales que lo rodean. A base de la exposición precedente nos será posible interpretar su estructura, la distribución de las masas siálicas y símicas y de sus provincias magmáticas.

El shelf, que es sial indudable, desempeña en los bordes del Pacífico un papel poco importante: su mejor desarrollo se encuentra en la costa asiática y en la región de las islas de la India holandesa (Insulindia); el continente australiano carece casi de él, sólo al este y sur de la isla austral de Nueva Zelandia el shelf posee cierta extensión. La costa americana que es el prototipo de la costa llamada «pacífica», carece de él casi totalmente. Pero sería equivocado suponer que todo lo situado fuera de esta zona del shelf perteneciese al fondo océanico símico. La composición geológica del borde occidental de Sud-América nos enseña que tiene que

existir una masa continental sumergida en la región oceánica vecina. La prueba de su existencia — haciendo abstracción de los fundados argumentos de Burckhardt en obsequio a los autores que dudaron de ellos— consiste en el hecho de que todas las estructuras del borde del continente terminan a lo largo de la línea de la costa en ángulo oblicuo con dirección NNW y esta línea es de fecha reciente y corresponde a una disyunción acaecida durante los movimientos de la segunda (inframiocena) y la tercera (suprapliocena) fase tectónica terciaria. No estaremos pues mayormente equivocados al suponer que esta masa siálica sumergida abarque la región oceánica que se extiende desde la costa hasta el grado 130 de longitud de Greenwich, porque en ella las profundidades no alcanzan a más de 4500 metros, sino que se mantienen alrededor de los 2500, 3000 y hasta 3500 metros. Debe hacerse la salvedad de que frente a la costa del Perú y del norte de Chile se intercala entre el continente y la masa separada una gran área de sima aflorante en una ventana cuyo marco está formado por el sial rodeante. Los contornos de esta ventana y de la masa siálica separada del continente están indicados en el mapa lámina IV.

Además, el sial sirve de basamento a numerosos arcos de islas del margen occidental del océano. Rocas siálicas aparecen en las Kuriles, en el Japón, en las islas de Liu-Kiu, de Formosa, de las Filipinas, de Los Palaos, de Bonin, de las Carolinas, Marianas, además entre Nueva Guinea y Nueva Zelandia, es decir en el archipiélago de Bismarck, de las islas de Salomón, de Santa Cruz, Fidshi, Tonga y de Kermadec, y en las islas entre este arco exterior y el continente australiano. En todas ellas existen volcanes de rocas mesosilícicas, siendo relativamente escaso el basalto. En lo que antecede hemos visto que tales rocas pueden producirse sólo bajo determinadas condiciones; es necesario que exista sial y que este sial sea fundido y mezclado con el magma activo y símico, para lo cual se necesitan, sea las condiciones de un geosinclinal o sea una zona orogénica. En realidad, todas las descripciones geológicas de estas islas concuerdan en que se observa en ellas un plegamiento que llega a ser a veces muy intenso.

Sin duda, estos arcos siálicos no están ligados al continente australiano o asiático (Marianas y de Bonin) por una masa siálica adelgazada y sumergida, sino que están separadas de ellos por áreas de forma irregular en las cuales aparece el sima. El borde exterior esta acompañado a menudo por fosas profundas, que rodean todo el Pacífico. No repetiremos la explicación dada en las páginas anteriores. Quiero mencionar solamente que la agrupación de las islas eu arcos y todo el aspecto de su distribución insinúa que han sido transportadas y separadas de la masa siálica madre por corrientes de una masa viscosa, por el sima.

Otro es el aspecto de las islas situadas fuera de este límite. Ellas

están agrupadas sobre largos dorsos o umbrales submarinos de rumbo rectilíneo y de dirección de WNW a ESE; están situadas además en la verdadera cuenca oceánica, cuyas profundidades mayores de 4500 metros nos indican la ausencia del sial.

Las rocas efusivas que constituyen estas islas son casi exclusivamente basaltos y otras rocas de la misma o mayor basicidad. Aparecen algunas traquitas, pero éstas deben considerarse como simples diferenciaciones del basalto. Aquí no es el lugar de detenerme en la discusión de este tema, en otro trabajo me ocuparé de esta particularidad característica de los centros eruptivos de la provincia magmática símica o basáltica.

El corte entre la cuenca oceánica y los arcos siálicos es muy claro. Cuán abrupto es la terminación de la masa siálica y la iniciación del ambiente símico, se reconoce en el caso especialmente instructivo de las islas de Fidshi que forman la saliente NE de la masa siálica, a poca distancia de ellas se hallan las islas de Samoa que son representantes típicos del vulcanismo símico.

Ya se dijo que llama la atención el rumbo recto WNW-ESE de los umbrales basálticos del centro de la cuenca oceánica, su forma alargada y estrecha nos hace pensar en la presencia de erupciones por fracturas (« Spaltenergüsse ») lineales persistentes. Su rumbo nos indica que la isla de Pascua, de Salas y Gómez, de Juan Fernández, etc., han sido producidas por los mismos acontecimientos. Ellas son de especial interés, porque se hallan sobre el trozo siálico separado del continente sudamericano. La ausencia de rocas mesosilísicas en ellas demuestra que esta masa siálica no ha penetrado en el sima hasta profundidades suficientes para posibilitar su fusión y para que se haya producido la mezcla de sus componentes con el sima. Tampoco puede haberse encontrado en toda su extensión ninguna faja símica activa, es decir ningún geosinclinal y su zona orogénica correspondiente. Las mismas circunstancias encontramos sobre el continente o la masa continental de la Patagonia — entendiéndose que nos referimos ahora sólo al Terciario.

Es un hecho muy notable que las efusiones basálticas patagónicas y cordilleranas estan situadas justamente en la prolóngación de la zona de las erupciones en línea del océano Pacífico, de modo que llegamos a la convicción de que debemos atribuirlas a una misma zona o provincia magmática.

La actividad volcánica empezó en el Terciario inferior también en efusiones en línea o por fracturas y tuvo especial desarrollo en el Neogeno en la Patagonia. Los centros principales se encuentran en el sur de Mendoza, en el norte del Neuquen, en el centro del Río Negro y en el oeste de Santa Cruz. El límite boreal esta marcado más o menos por el río Diamante. Los centros eruptivos de norte (Neuquen y Mendoza) cruzaron la cordillera, es decir la faja orogénica terciaria y su provincia

magmática mesosilícica. Durante este período las efusiones no acusan ninguna tendencia de diferenciación en los canales surtidores. Ella se instala recién en el Pleistoceno cuando se reinició la actividad volcánica después de la tercera fase y se reabrieron las vías de escape de magma, más estrechas, de forma de chimeneas. En ellas tuvo lugar la diferenciación del basalto, es decir la segregación de cantidades pequeñas de traquitas, pequeñas en comparación con la masa de los basaltos.

Esta diferenciación es tan característica que he utilizado esta particularidad para establecer o reconocer el sincronismo de efusiones de lugares separados y relativamente distantes entre sí.

Es un hecho muy notable que los volcanes basálticos actuales de la cordillera occidental, como las efusiones de la misma roca en el Terciario, están limitados a esta zona transversal que termina al norte, como ya se dijo con el curso del río Diamante. Desde el Maipo hacia el norte los volcanes terciarios y cuaternarios son, hasta donde son conocidos, mesosilícicos. Recién en la Puna se instala o atraviesa nuevamente una faja basáltica la cordillera y produce algunos volcanes pliocenos y cuaternarios de basalto que corresponden en su posición a la prolongación de las islas de San Ambrosio del Pacífico, pertenecientes a la manifestación más septentrional de las ramificaciones orientales de la provincia magmática de centro del Pacífico.

Es naturalmente posible que entre estos volcanes basálticos se encuentren algunos que se derivan de la parte profunda del batolito andino ya plenamente diferenciado en esta época reciente, pero esta posibilidad no es muy grande, porque la dependencia de las manifestaciones basálticas de las zonas transversales es demasiado clara. Sin embargo, es muy posible que los escasos basaltos que se han encontrado por ejemplo en el Ecuador tengan este origen y porvenir de la parte profunda de la masa ígnea que se encuentra debajo de los Andes ilustrando el caso discutido brevemente en la página 188.

Conduciría demasiado lejos seguir y explicar estas particularidades en todo el contorno oriental del océano Pacífico.

CONTRIBUCIÓN A LA PALEOGEOGRAFÍA DE SUD AMÉRICA

Por FRIEDRICH von HUENE

INTRODUCCIÓN

Al contemplar los mapamundi paleogeográficos choca la insuficiencia con que se representa la región sudamericana, a pesar de que las publicaciones hechas allí — preferentemente en español — contienen muchos datos que, al parecer, aún no han llegado a conocimiento del mundo científico general. Pero es justamente Sud América que es de gran importancia especialmente para la comprensión plástica del desarrollo de los vertebrados. Bajo este punto de vista serán tratados en las siguientes líneas dos capítulos de la historia paleogeográfica de Sud América. El autor ha tenido ocasión de ocuparse de ellos a raíz de dos trabajos paleontológicos : uno de ellos tuvo como objeto el estudio de la fauna de *Pelycosimios* de Santa María da Boca do Monte, situado en el estado Río Grande do Sul del Brasil austral, que fué puesta a la disposición del autor por partes iguales por el doctor Lotz y por el British Museum (Nat. H. de Londres) (1) y el otro trabajo representa la descripción de los *Saurischios* y *Ornithischios* del Cretáceo superior especialmente de la Patagonia, encomendada al autor de la dirección del Museo de La Plata (2). El objeto de las exposiciones siguientes será entonces la historia paleogeográfica de Sud América en la época de Gondwana y la del Cretáceo superior, tomando como punto de partida las observaciones hechas en esta parte del globo.

Tübingen, 21 de Abril de 1926.

(1) *Gondwana-Reptilien in Süd-Amerika,* en *Palaeontología Hungarica* (en prensa).

(2) Aparecerá dentro de poco en los *Anales del Museo de La Plata.*

I

Las relaciones paleogeográficas en Sud América en la época de Gondwana

A. — LOS FUNDAMENTOS GEOLÓGICOS

En este capítulo el autor puede solo dar un resumen a base de las publicaciones existentes, porque no ha tenido nunca ocasión de hacer observaciones sobre el terreno.

1. *Sud América oriental* (1)

Por los estudios detallados de J. C. White conocemos el desarrollo de los sedimentos de Gondwana en el sudeste del Brasil, en cuya parte austral se ha encontrado la fauna de *Réptiles :*

	Estratos de Gondwana en el Brasil (según J. C. White)			Pisos correspondientes en Sud África
Formación de Sao Bento (300 metros)	Meláfiro de la Serra Geral.	600 m		Estratos de Stormberg.
	Arenisca de Sao Bento (rojo, gris, claro).	200 m		
	Probablemente gran discordancia.		Gran discordancia.	Hiatus.
	Estratos de Río Rasto, margas multicolores y areniscas con reptiles.	100 m	Base del Triásico.	Areniscas de Beaufort y límite entre su sección media y superior.

(1) Corta bibliografía:

Branner, J. C., *Outlines of the geology of Brazil. Bull. Geol. Soc. America,* 30, 1919, págs. 189-337. con mapa.

Bross, H. *Glaciale Spuren in Paraná, Brasilien. Centralbl. f. Min.,* etc., 1909, págs. 558-561.

Bross, H., *Geologische Streifzüge in Paraná, Südbrasilien. Jahresh. Ver. f. Vaterl. Naturk. Württemberg,* 66, 1910, págs. 82-87.

Cope, E. D., *The carboniferous genus « Stereosternum ». Americ. Nat.,* 21, 1887, págs. 1109 ss.

Geinitz, H. B., *Sur « Stereosternum tumidum »* Cope *du Musée Royal de Minéral. de Dresde. Ann. Soc. Geol. Belgique,* 25, 1900, págs. 25-42.

Holdhaus K., *Sobre alguns Lamellibranchios fosseis do Sul do Brazil.* Anexo : E. P. de Oliveira, *Posiçao estratigraphica dos Lamellibranchios descriptos na memo-*

Estratos de Gondwana en el Brasil (según J. C. White)				Pisos correspondientes en Sud África
	Probablemente discordancia.		Discordancia?	Hiatus.
Formación de Passa Dois (223 metros)	Caliza de Rocinha.	2 m		
	Capas de Estrada Nova, arcillas esquistosas grises y multicolores con silicificaciones y areniscas blandas.	150 m	Pérmico.	Ecca-beds.
	Capas de Iraty, negras y bituminosas (con *Mesosaurus*).	70 m		
	Esquistos de Palermo.	90 m		
Formación de Tuberao (280 metros)	Esquistos de Río Bonito y areniscas con mantos de carbón y flora de *Glossopteris*.	158 m	Carbonífero superior.	Dwyka.
	«Conglomerado» de Orleans (de origen glacial).	5 m		
	Areniscas y esquistos amarillos.	27 m	Carbonífero antiguo?	Pre-Dwyka.

ria do Profesor Holdhaus. Monogr. Serv. Geol. e mineral. do Brazil, 11, 1919, 32 págs.

Oliveira, E. P. de, *Regiões carboníferas dos Estados do Sul. Bol. Minist. Agricult.*, etc., *Serv. Geol. e Mine. do Brazil,* 1918, págs. 12-13.

Oliveira, E. P. de, *Geología do estado do Paraná, Ibíd.*, 5, 1, 1916, pág. 95 ss.

Renault, B., *Sur une nouvelle « Lycopatiacée » houillière., C.-R. Acad. Sciences,* París, 110. 1890, pàg. 809-811 *(Plantas de Piracicala, Sao Paulo).*

Renault, B., *Nota sobre fosseis carboníferos on permianos de Pinacicala, Sao Paulo. Rev. de Engenharia,* 235, 14. Jun. 1890, xii pág., pág. 34, Río de Janeiro.

Renault, B., *Sur une « Lycopodiacée » arborescente du houillier du Brésil. Bull. Soc. Hist. Nat. Autun,* Autun III, págs. 109-124.

Siemiradski, J. von, *Geologische Reisebeobachtungen in Süd-Brasilien. Sitzber. Akad. Wiss. Wien,* I, 1898, págs. 23-39, 1 lám.

Seward, A. C., *On the association of « Sigillaria and Glossopteris » in South-Africa, Quart. Journ. Soc.* London, 53, 1897, págs. 326-34.

Seward, A. C., *Floras of the past, their composition and distribution. Nature,* 8 Oct. 1903 págs. 556-558. *(Permocarboniferous flora of southern Brasil).*

Seward, A. C., and Leslie T. N., *Permocarboniferous plants from Vereeninging (Transvaal) Quart. Jour. Geol. Soc.* London 64, 1908, pág. 113 ss.

Walther K., *Ueber permotriassische Sandsteine und Eruptivdecken aus dem Norden der Republik Uruguay.* G. J, Ahrb., BB., 31, 1911, págs, 575-609 ; lám. 17-23.

Walther K., *Ueber Transgressionen der oberen Gondwanaformation in Südbrasilien u. Uruguay. Centralbl. f. Min.* etc., 1912, págs. 398-405.

El perfil reproducido según White es válido para los estados brasileños Río Grande do Sul, Santa Catharina y en parte para Sao Paulo. El conglomerado de Orleans ha sido reconocido en muchos lugares como de origen glacial y se paraleliza generalmente con el conglomerado de de Dwyka de Sud África. Este último es considerado, especialmente por A. L. du Toit, como perteneciente al Carbonífero superior, mientras que fué tomado anteriormente por pérmico. Du Toit declara además que la flora de los esquistos de Río Bonito sea supracarbonífera en contra de la opinión de David White que la tomó por perteneciente al Pérmico inferior. Según el primero, aun el horizonte con *Mesosaurus,* sería todavía supracarbonífero. No existe ningún impedimento para considerar las capas de Iraty con *Mesosaurus* como paralelos a las capas sudafricanas que contienen estos mismos fósiles. Siendo cierto esto, entonces el Pérmico principiaría sólo con los estratos de Estrada Nova. A pesar de que David White atribuye — probablemente por razones geológicas generales — la flora de la formación de Tuberao al Pérmico, se expresa

WALTHER K., *Líneas fundamentales de la estructura geológica de la República O. del Uruguay. Rev. Inst. N. de Agron. Montevideo,* 2. serie 3, 1919, págs. 1-186.

WALTHER K., *Ueber den gegenwärtigen Stand der geologischen Erforschung der Republik Uruguay. Ztschr. d. wiss. Ver. z. Kultur u. Landeskunded Argentiniens,* 1919, págs. 373-399.

WALTHER K., *Algunos resultados de las recientes investigaciones acerca de la estructura geológica del terreno nacional. An. Univ. de Montevideo* 1921, págs. 47-64.

WHITE, DAVID., *Permocarboniferous changes in Brazilian South America indicated by fossil plants. Science,* 25 May. 1908, 772.

WHITE, DAVID., *Flora fossil das Coal Measures do Brazil* J. C. WHITE, *Relatorio final, etc., Río de Janeiro,* 1908, III.

WHITE, J. C., *Final report of Dr. J. C. White, chief of the Brazilian Coal Commission from Juli 1st 1905 to May 31st 1906,* Río de Janeiro, 1908.

WOODWARD, A. S., *On a new specimen of the mesosaurian reptile «Stereosternum tumidum» from Sao Paulo. Brazil. Geol. Mag.,* Apri 1897, págs. 145-147. Una lám.

WOODWARD A. S., *On some fossil reptilian bones from the State of Río Grande do Sul. Brazil. Geol. Mag.,* June 1908, págs. 251-255.

WOODWARD, A. S., *On some dinosaurian bones from South Brazil. Geol. Mag.* Novemb. 1903, pág. 512.

WOODWARD, A. S., *On a tooth of a triassic Dinosaur from Sao Paulo, Brazil. Rep. Brit. Assoc. f. Adv. Sc. f.* 1909 (1910), pág. 483.

WOODWARD A. S., *On some fossil reptilian bones from the state of Río Grande do Sul Rev. Museu Paulista,* VII, 1907, págs. 46-57, 4 figs.

WOODWARD, J. B., *Geological expedition to Brazil and Chile, Bull. Comp. Zool. Harward College.,* 56, 1, 1912, pág. 52 ss.

ZEILLER, R., *Sur quelques empreintes végétales des gisements houilliers du Brésil méridional. C-R. Acad. Sc. París,* 121, 1895, págs. 961-964.

ZEILLER, R., *Note sur la flore fossile des gisements houillers de Río Grande do Sul. Bull. Soc. Géol. France* (3), 23, 1895, págs. 601-629, 3 lám.

ZEILLER, R., *Sur un Lepidodendron silifié du Brésil. C.-R. Acad. Sc. Paris,* 127, 1898, págs. 245-247.

sobre el carácter de la flora misma (flora con *Gangamopteris)* con las siguientes palabras: «The collections of fossil plants from the Brazil coal fields are as yet far too insufficient and too limited as to stratigraphical and geographical distribution to form a basis for definite conclusions as to the range and sequence of the various types.» En las capas más superiores de los estratos de Estrada Nova se ha encontrado un pedazo de tronco de *Lycopodiopsis Derbyi* y de *Dadoxylon Pedroi* y además de *Psaronius,* que indican una edad pérmica indudable. En los estratos de Estrada Nova se ha hallado además *Dadoxylon nummularium* y *Sigillaria muralis,* y esto en su parte superior.

La caliza de Rocinha no ha suministrado fósiles en las regiones donde ha sido estudiada por J. C. White, pero según Derby se encuentran en capas calcáreas en Paraná y Sao Paulo, paralelas a la totalidad de los estratos de Passa Dois, *Schizodus, Conocardium, Mytilus* (o *Modiola)* y *Astartella* (?) y otras formas más. Especialmente las dos primeras formas demuestran claramente la edad pérmica de las capas.

Los estratos rojos de Río Rasto descansan en la región investigada por White transgresivamente sobre el grupo precedente. Se trata de margas y areniscas multicolores de origen terrestre. De su parte inferior provienen los *Reptiles* descritos en otra ocasión y 40 metros más arriba se hallan troncos de coníferas en abundancia. Los reptiles se han encontrado, según J. C. White *(loc. cit.,* pág. 231) a 250 metros debajo del meláfiro de la Serra Geral. Estos fósiles deberán indicar con gran exactitud la edad de estas capas. Según mi opinión, pertenecen más o menos al límite entre el Pérmico y el Triásico, o mejor al Triásico inferior, pero siempre a sus horizontes más inferiores. Por otra parte sería también perfectamente factible colocarlos en el Pérmico más superior, en el caso de que se presenten algún día razones para ello. De la comparación morfológica se desprende que estos *Pelycosimios* son de caracteres indudablemente más primitivos que los *P.* africanos, de los cuales se encuentra *Chasmatosaurus* — que es el de mayor antigüedad — en las capas con *Lystrosaurus,* es decir, en el Triásico más antiguo. Me parece pues, que estos *Pelycosimios* pueden tener a lo sumo la misma edad como estas formas, si no son acaso algo más antíguos. Por esta razón no puedo convencerme de que el hiatus entre la caliza de Rocinha y los estratos de Río Rasto, sea muy importante.

Con A. L. du Toit opino que las masas efusivas de la Serra Geral son de la misma edad como los mantos de Drakensberg de Sud África. En Santa María da Boca do Monte en Río Grande do Sul, los mantos descansan directamente sobre una arenisca de gran espesor, de color rojo-pardo y de grano muy uniforme, que considera du Toit como de origen eólico y como equivalente del Cave-sandstone sudafricano que es de edad

supratriásica. Entre esta arenisca de Sao Bento considerada también por mí como supratriásica, y las areniscas de Río Rasto debe encontrarse un hiatus oculto, pero bastante considerable que comprende el Triásico medio y una parte del Triásico inferior, como asimismo también probablemente del Triásico superior, porque los 80-100 metros de areniscas de Río Rasto superiores a las capas con reptiles pueden representar por las condiciones de su sedimentación solamente un lapso de tiempo relativamente reducido. La misma reflexión es válida para las areniscas de Sao Bentos. Debe existir, pues, una lacuna importante entre ambos complejos. En contra de esta opinión aduce J. C. White que la serie de sedimentos abigarrados entre la caliza de Rocinha y los mantos de la Serra Geral debe considerarse como continua, porque está atravesada en todas direcciones por diques de dolerita. Pero esto no constituye, según mi opinión, ningún argumento sólido, porque se trata de diques y de intrusiones que están relacionadas con la formación de los mantos de la Serra Geral. También en Sud África se observa que los diques de dolerita atraviesan en vetas delgadas verticales las formaciones anteriores y que se dilatan repentinamente en la formación de Karroo y adquieren todas las direcciones imaginables formando, entre otros, filones capas en abundancia, a pesar de que se han formado sólo después de la terminación de la época de Stormberg. Es por demás probable que los acontecimientos hayan sido los mismos en el Brasil. La dilatación en sentido horizontal que adquieren muchos diques está relacionada únicamente con la diminución de la presión en las zonas más cercanas a la superficie, lo que permite la penetración del material eruptivo por entre los estratos, y es evidente que no tiene ninguna relación con la existencia o ausencia de un hiatus.

A la región investigada por J. C. White se agrega al sur el Uruguay, del cual tenemos noticias por parte de K. Walther. En toda la mitad norte de este país se extiende la formación de Gondwana en un desarrollo parecido al del sur de Brasil. También aquí se encuentra *Mesosaurus* y en su techo el grupo de los sedimentos frecuentemente silicificados inferiores a los mantos de la Serra Geral. Como en el sur del Brasil, existe un hiatus entre los estratos de Passa Dois y de Sao Bento. El complejo más joven avanza en forma transgresiva hacia el sur. K. Walther dice al respecto *(loc. cit.*, pág. 595): « Vermutlich beginnt diese transgredierende Lagerung schon tiefer in der Santa-Catharina-Schichtenfolge derart, dass je jünger die Schichtenglieder sind, sie um so weiter über die Tuberao-Sedimente übergreifen. Auf diese Weise versteht man es, dass unsere «Serra-Geral-Eruptivgesteine» an der Bahnstrecke von Montevideo nach Rivera 150-200 km. über den Sandstein hinweg nach Süden übergreifen.» Ibídem, pág. 607: «Die Sandsteine sind die Fortsätze des südbrasilischen Sao Bento-Sandsteins... Sie werden weiter östlich von

kohle führenden *Glossopteris*-Schiefern (Río Bonito-Schiefern Brasiliens) unterlagert, aus deren Hangendem (Iraty-Schichten in Brasilien) Reste von *Mesosurus*... angeführt und beschrieben werden.» K. Walther es de la opinión que existe además un hiatus importante entre los mantos eruptivos de la Serra Geral y las areniscas de Sao Bento de su yaciente. Como apoyo para esta su opinión aduce el hecho de que no se han encontrado en todo el oeste de Sud América, nunca plantas seguramente rhéticas que se hallan a menudo en el oeste de la Argentina. No es esto precisamente una prueba, pero su punto de vista no es imposible. Tampoco la propagación mayor austral de los mantos eruptivos indica una interrupción mayor de los acontecimientos. Sin observaciones locales no puede probarse sin embargo lo contrario. La razón por la cual admito el hiatus mayor entre las capas de Río Rasto y las areniscas parcialmente eólicas (según du Toit), consiste esencialmente en la analogía de toda la serie sedimentaria con la del sur y del centro del África, donde faltan en vastas extensiones los sedimentos del Triásico medio y donde las capas de Stormberg están en posición transgresiva por sobre las antiguas capas del sistema de Karroo; además, las capas de Stormberg están seguidas indudablemente sin mayor interrupción por la serie de los mantos eruptivos, en vista de que existe alternación de mantos y sedimentos en el límite entre ambos grupos. Además, es muy poco probable que se pueda constatar la posición de la discordancia con observaciones directas locales, como en el caso de la serie sedimentaria de la Mesa Poleo cerca de Abiquiu en New México (1) donde capas terrestres triásicas parecidas a las del sur del Brasil descansan con concordancia sobre sedimentos puramente terrestres del Pérmico antiguo y del Carbonífero superior, sin que pueda indicarse en los afloramientos espléndidos, donde se encuentra el límite entre ambos complejos. Pero la edad de los distintos grupos está fijada con toda seguridad por los fósiles encerrados en ellos. Según mi opinión, debe existir íntima relación entre la parte superior de las areniscas y los mantos eruptivos, pero por otra parte debe intercalarse entre éstos y las capas de Río Rasto un hiatus de larga duración. En favor de una edad mayor de estas últimas habla — a parte de los reptilios — posiblemente el hecho señalado por White y Walther, de que las maderas encontradas en los estratos de Río Rasto poseen anillos anuales, como es el caso también en las maderas encontradas en las capas del Karroo antiguo de Sud África, y del Sud-West-Africa. Esta particularidad ha sido relacionada con el clima de baja temperatura que siguió a la glaciación de la época del Dwyka. Las condiciones climáticas de Sud América deben haber sido análogas, de modo que no sería extraño

(1) F. von Huene, *Kurze Mitteilung ueber Perm, Trias und Jura in New México N. Jahrb. f. Min. etc.*, Bd. 32, 1911, págs. 730-739, tf. 32.

que la presencia de anillos anuales de las maderas fuera la regla en cuanto a estas capas inferiores.

La propagación de sedimentos triásicos y pérmicos en el Brasil no está limitada a la región que acabamos de discutir.

Se extienden por sobre los estados Río Grande do Sul, Santa Catharina, Paraná, Sao Paulo, Minas Geraes, Matto Grosso, Piauhy, Ceara, Goyaz, Bahía y Maranhao. Pertenecen a esta unidad estratigráfica también el territorio argentino de Misiones y el Paraguay. Encontramos una compilación de los datos más importantes en el trabajo de Branner. Existe además una extensa serie de publicaciones sobre este sujeto.

Se ha seguido la morena basal sobre una extensión muy grande hasta afuera de la región estudiada por J. C. White, es decir, hasta Sao Paulo y Minas Geraes. En las zonas boreales y occidentales de la región abarcada por los sedimentos del Pérmico o acaso también del Carbonífero superior, existe una cantidad considerable de calizas que han de ser en parte de origen marino. En Matto Grosso se conocen tales sedimentos con *Productus* y *Spirifer poststriatus*. El *Mesosaurus* supracarbonífero, *Stereosternum tumidum,* se ha encontrado hasta ahora en el Uruguay, Paraná, Sao Paolo y en Villa Rica en el Paraguay. Las areniscas continentales y margas triásicas han sido señaladas de los estados Río Grande do Sul, Santa Catharina, Paraná, Sao Paulo, Goyaz y Matto Grosso (parte oriental). Su espesor varía de 100 a 500 metros, excluyéndose los mantos eruptivos,

No se puede observar — a causa de la falta de afloramientos — la continuación de los estratos de Gondwana de la zona oriental de Sud América hacia el oeste y la cordillera. Pero indudablemente debe encontrarse en el subsuelo del Gran Chaco, que es aún poco conocido.

2. *Sud América occidental* (1)

Se trata de una zona sumamente extensa que empieza en la Puna boliviana, en el lago Titicaca, acaso aun más al norte, es decir en el Perú,

(1) Bodenbender, G., *Devono y Gondwana en la República Argentina, Bol. Acad. Nac. Cienc. Córdoba,* 15, 1894.

Bodenbender, G., *Sobre la edad de algunas formaciones carboníferas de la República Argentina, Rev. Mus. La Plata,* 7, 1896.

Bodenbender, G., *Constitución geológica de la parte meridional de La Rioja y regiones limítrofes, Bol. Acad. Nac. Cienc. Córdoba,* 19, 1911. pág. 47 ss. y en *An. Min. Agricultura,* Secc. Geología, 7, 3, 1911.

Bodenbendrr, G., *El Nevado de Famatina, An. Min. Agricultura,* 16, 1922, págs. 1-68.

Bonarelli, G., *Epirogenia y paleogeografía de Sud América, Physis,* 1, 1912, pág. 506 ss.

Bonarelli, G., *Tercera contribución al conocimiento geológico de las regiones petrolí-*

y que se extiende en forma de faja ancha por la Puna y Cordillera argentina y las partes limítrofes de Chile hacia el sur hasta la provincia de Mendoza. Hacia el este o sudoeste penetran estos sedimentos en las pampas argentinas de las provincias de San Juan Catamarca y San Luis, acompañando las llamadas sierras pampeanas. Los encontramos aun mucho más al sur, en la Patagonia central, donde Keidel reconoció por primera vez las tobas y areniscas amarillentas de gran extensión como triásicas y en ellas se encontraron grandes huesos mal conservados. Además existen sedimentos antiguos de este grupo en el oriente de la Argentina, en la sierra Pilla Huinco y de la Ventana (provincia de Buenos Aires) y además en las islas Malvinas. Por lo visto, la región es muy extensa o representa un trozo de una antígua masa continental.

Son muy escasos nuestros conocimientos en lo que concierne a la región situada entre las dos fajas de sedimentos de Gondwana mencionadas. En Villarica, en Paraguay, se ha encontrado un *Mesosaurus tumidus*

feras subandinas del Norte (Provincias de Salta y Jujuy), An. Direcc. General de Minas, etc. Secc. Geol. 15, 1, 1921, págs. 1-96,

Brackebusch, *Informe sobre un viaje geológico por las sierras de Córdoba y San Luis, practicado en el año 1876, Bol. Acad. Cienc. Córdoba,* 2, 1877.

Brackebusch, L., *Mapa geológico del Interior de la República Argentina,* Gotha, 1891.

Brüggen, J., *Contribución a la Geología del valle de Huasco del departamento de la Serena con breve descripción de los yacimientos de fierro, Bol. Soc. Nac. de Minería,* 1, 1913, págs, 449-450.

Forbes, D., *On the geology of Bolivia and Southern Perú, Quart. Journ. geol. Soc. London,* 17, 1861, págs. 7-62; pl. 1-3.

Gerth, H., *Die pampinen Sierren Centralargentiniens, Geol.* Rundschau 4, 1913 pág. 577 ss.

Gerth, H., *Constitución geológica, hidrológica y minerales de aplicación de la provincia de San Luis, An. Min. Agric.,* etc., Secc. Geol. 19., 2, 1914.

Groeber, P., *Edad y extensión de las estructuras de la Cordillera entre San Juan y Nahuel Huapí, Physis,* IV, 1918, pág. 217 ss.

Halle, Th. G., *On the geological structure and history of the Falkland islands, Bull. geol. instit. Upsala,* 11, 1911, pág. 142 ss.

Hauthal, R., *La Sierra de la Ventana, Rev. Mus. La Plata,* 3, 1892.

Hauthal, R., *Excursión a la Sierra de la Ventana, Publ. de la Universidad de La Plata,* 1, 1901.

Hauthal, R., *Contribuciones al conocimiento de la geología de la provincia de Buenos Aires, Rev. Mus. La Plata,* 3, 1892.

Hauthal, H., *Beiträge zur Geologie der argentinischen Provinz Buenos Aires, Petermanns Geogr. Mitteil.,* 50, 4, 1904, S, 13 ss.

Keidel, R., *Ueber das Alter, die Verbreitung und die gegenseitigen Beziehungen der verschiedenen tektonischen Strukturen in den argentinischen Gebirgen, C.-R. XII Sess. Congr. Geol. Internat. Toronto,* 1, 1914, pág. 617 ss.

Keidel, H., *La geología de las Sierras de Buenos Aires y sus relaciones con las montañas de Sud África y los Andes, An. Min. Agric. Secc. Geol.* 11, 3, 1916, págs. 15-20.

Keidel, H., *Distribución de los estratos de Gondwana en la Argentina y las relaciones*

(Cope) proveniente de la parte inferior de las capas de Passa Dois; además descubrió Beder en la misma región las *Solenomorphas* que ha descrito Holdhaus del Pérmico superior del estado de Paraná. Es pues probable, que se encuentre en esta región toda la parte inferior de la serie de Gondwana.

En la orilla derecha del río Paraná, en el Chaco de Formosa, Chaco y Santa Fe deben encontrarse, según Keidel, los sedimentos de la parte superior de la formación de Gondwana en el subsuelo y ocultos por sedimentos más recientes. En la perforación de San Cristóbal, en Santa Fe, se atravesaron depósitos triásicos; en otra ejecutada en Alhuampa en el Chaco de Santiago del Estero, fueron encontrados restos de *Schizoneura* y *Phyllotheca*. Ciertas areniscas del Gran Chaco pertenecen con mucha

entre la mitad austral de Sud América y los demás fragmentos del continente de Gondwana. Primera reunión en Tucumán, Buenos Aires, 1918/19, pág. 140.

KEIDEL, H., *Uber das patagonische Tafelland, Zeitschr. d. deutsch. wiss. ver.,* Buenos *Aires,* 1918-1919,

KEIDEL, H., *Observaciones geológicas en la Precordillera de San Juan y Mendoza. La estratigrafía y la tectónica de los sedimentos paleozóicos en la parte norte, entre el río Jachal y el río San Juan, An. Min. Agric.,* Secc. Geol., 15, 2, 1921.

KEIDEL, H., *Sobre la distribución de los depósitos glaciares del Pérmico conocidos en la Argentina y su significación para la estratigrafía de la serie de Gondwana y la paleogeografía del hemisferio austral, Bol. Acad. Nac. Cienc.,* 25, 1922, págs. 239-368, pl. 1-2.

KURTZ, F., *Contribuciones a la Palaeophytología argentina, Rev. Mus. La Plata,* VI, 1894, págs. 117-140, láms. 1-4.

NATHORST, *Phyllotheca-Reste aus den Falklandinseln, Bull. Geol. Institut. Upsala,* 7, 1907.

PENCK, W., *Der Südrand der Puna de Atacama (Nordwest-Argentinien) Abh. Math. Phys. Kl. Sächs. Akad. Wiss.* 37, 1, 1920.

RASSMUSS, H., *Rasgos geológicos generales de las sierras pampeanas, Bol. Direcc. Min. Geol. Hidrol.* Ser. B, 1917, pág. 17 ss.

RASSMUSS, H., *Investigación de la estructura tectónica de la cuenca imbrífera del río de La Rioja con motivo de la diminución del caudal del dicho río, Bol. Direcc. de Min.,* etc., 23, Ser. B, 1920, pág. 12ss.

RASSMUSS, H., *La cuenca de Marayes, Bol. Direcc. de Min.,* etc, 29, Serie B.

STAPPENBECK, R., *La Precordillera de San Juan y Mendoza, An. Min. Agric.* etc., Secc. Geol. 4, 3, 1910

STAPPENBECK, R., *Umrisse des geologischen Aufbaus der Vorkordilleren zwischen den Flüssen Mendoza und Jachal,* Geol. u. Pal. Abh. N. F., 11, 1911, págs. 275-414.

TORNQUIST, A, *Ein Rhadinichthys aus dem Karbon SüdAmerikas, Zeitschr. d. deut. geol. Gesell.,* 56, 1904, pág. 346 ss.

WINDHAUSEN, A., *Einige Linien der geologischen Entwicklungsgeschichte Patagoniens im Lichte neuerer Forschungen,* 17, *Jahresber. d. Niedersächs. geol. Ver.* Hannover. 1924, 149-179, T. 15-22.

WHITE, D., *Permo-carboniferous climatic changes in South America. Journ. Geol.* 15, 1907, pág. 621 ss.

ZEILLER, R., *Étude sur quelques plantes fossiles, en particulier Vertebraria et Glossopteris, des environs de Johannesburg (Transvaal), Bull. Soc. Geol. France,* (3), 24, 1896, pág. 368.

probabilidad a la formación de Gondwana, pero hasta ahora no se han encontrado fósiles en ellos, como tampoco en la faja noroccidental subandina.

En la sierra de Córdoba se encuentran en posición transgresiva areniscas coloradas de la sección superior y triásica de la serie de Gondwana. Resulta entonces que debe haber existido en la época pérmica en esta región, una zona elevada que debe haber formado el *divortion aquarum* entre las cuencas oriental y occidental, porque hacia el oeste la serie de sedimentos se pone tanto más completa cuanto avanzamos en esta dirección.

Ella comprende el Kulm con plantas fósiles y Carbonífero superior, que descansan sobre el Devónico marino, Pérmico y el Triásico hasta el Rhético, pero la sucesión es interrumpida por algunas discordancias. Es el gran mérito de Keidel el haber desenredado la tectónica complicada y oculta y la estratigrafía difícil de los estratos de Gondwana plantíferas, de modo que pueden ahora apreciarse y comprenderse los trabajos muy meritorios de Bodenbender, Kurtz, Stappenbeck, Rassmuss y de otros. Hasta entonces las floras ofrecían una mezcla extraña de formas del Kulm, del Carbonífero superior, y del Pérmico. Una vez reconocida la existencia de sobreescurrimientos de *lambeaux charriés* y de penetraciones mutuas de pliegues en la región de la Precordillera, la serie de los estratos se agrupa en una sucesión natural estratigráfica y florística:

Liásico con plantas en la Cordillera y en la Patagonia		Liásico
Transgresión marina en el Liásico inferior (en la Cordillera).....		
Rhético con plantas, Tobas en la Patagonia	Formación de Paganzo Triásico	Capas de Gondwana Sistema de La Rioja
Discordancia		
Areniscas rojas de las sierras pampeanas Pórfidos, keratófiros y tobas en la Cordillera y la Precordillera		
Discordancia regional.....		
Capas de Catuna	Formación de Umango Pérmico	
Discordancia intrapérmica.....		
Capas de Jejenes Capas de Zonda } Intercalaciones glaciales Capas del Tontal (marino glacial)		
Discordancia basal.....		
Carbonífero superior y Kulm con plantas Devónico marino		

La serie del Pérmico antiguo (1) situada debajo de la gran discordancia pérmica es más espesa y más completa en la Precordillera que en las sierras pampeanas. En estas últimas faltan las morenas basales y algunos de los horizontes intermedios. Desde esta región, situada ahora al este de las sierras elevadas actuales (cordillera) descendieron probablemente los glaciares hacia el oeste, hacia las regiones bajas de aquella época, mientras que más al este se encontraba una región elevada. Ya se dijo que la serie de los estratos se hace cada vez más completa a medida que avanzamos hacia el oeste. En las sierras pampeanas se produjeron únicamente movimientos verticales seculares; las series están allí en relaciones normales, aunque existen algunos hiatus. Los complejos antiguos y los más recientes tienen una distribución distinta, como se puede comprobar considerando la ubicación y la extensión de las capas de Catuna por un lado de las areniscas rojas (superiores) por el otro, entendiéndose que nos referimos ahora a las sierras pampeanas. En la Precordillera los distintos grupos de sedimentos se encuentran a menudo en contacto anormal a causa de los movimientos tectónicos sumamente intensos que actuaron en esta región que produjeron la discordancia interpérmica. Los estratos rhéticos se muestran en todas partes en posición discordante y transgresiva.

Si comparamos la serie de los extractos de Gondwana de la India y de Sud África la serie de los estratos de La Rioja, ésta aparece como muy incompleta, especialmente en su parte media y superior. La flora de *Glossopteris* está bien representada en la parte inferior. Los complejos más jóvenes contienen la flora de Stormberg del Triásico superior y sus *Estherias*. Aun no se han encontrado en la Argentina sus vertebrados terrestres, pero podrán encontrarse de un momento a otro.

Hacia el norte la serie de Gondwana se extiende mucho más allá de las fronteras de la Argentina, por toda Bolivia, y posiblemente hasta el Perú. En el extremo norte de la Argentina descansan sobre la serie calizas y margas, de las cuales Bonarelli *(loc. cit.)* ha descrito una rica fauna de pequeños gasterópodos (algo más jóvenes que Triásico). La serie de Gondwana consta, según Forbes *(loc. cit.)*, en Bolivia hasta el lago Titicaca de (abajo) conglomerados, (arriba) de areniscas coloradas y amarillas, margas, arcillas con yeso y sal, y con areniscas cupríferas. Se dice que hay abundancia de restos de plantas con un espesor total hasta de 2000 metros. Cerca de Portezuelo no escasean grandes árboles petrificados con estructura de coníferas. Por Coniri el conglomerado rojo basal descansa sobre Devónico, fuertemente inclinado. Las rocas son, según

(1) Alcanza en el valle del río Choapa (32° lat. austral) hasta la costa chilena. (Véase Groeber, *Pérmico y Triásico en la costa chilena*. en *Physis*, 1918.)

el autor muy parecidas a las de las capas pérmicas del Ural. La faja de estos sedimentos tiene un ancho variable entre 80 y 130 kilómetros y pasa por las localidades (enumeradas de norte a sur) de Puno, Pacheta, Pisaca, Corocoro, Chacarilla, El Turco, Santa Bárbara, San Bartolo. Por Corocoro existen esquistos cupríferos que corresponderían a los esquistos cupriferos de Turingia. Rajaduras de desecamiento en las superficies de los bancos de los sedimentos se mencionan a menudo. Después de haber descrito las regiones de Portezuelo y Corocoro, Forbes *(loc. cit.,* 1861) dice en la página 38: « I was informed that a complete saurian head had been extracted from the same beds (con los árboles petrificados) by M. Ramon Duc, but was not successfull in obtaining it, nor some fossil bones and teeth now in the Museum of Avignon, in France, sent there by M. Granier, of La Paz. »

Un conocimiento de los hallazgos de fósiles tendría una importancia singular, pero hasta hoy no pudo saberse nada al respecto. Es probable que se trate de reptiles terrestres como los del Brasil austral, pertenecientes al Triásico superior a juzgar por la asociación con árboles de estructura de *coníferas.* Sería muy importante que se busque tanto allí como en la Argentina restos de vertebrados (sierras pampeanas y sierra de Córdoba y las regiones que siguen al norte).

Pero los estratos de Gondwana se extienden también hacia el sur. Los pórfidos y keratófiros triásicos se extienden, según Groeber, en la cordillera, desde el sur de Mendoza hasta el interior de la Patagonia. A ellos están ligados, según Keidel, las tobas volcánicas con lapilli y las areniscas amarillas, y margas verdes muy difundidas en la región de los grandes lagos del centro de la Patagonia, Musters y Colhue-Huapi y de la región al sur del río Deseado. Alcanzan un espesor de 800 a 1000 metros. En el codo del río Senguerr Keidel encontró en ellas grandes huesos que he tenido la oportunidad de ver. Es de sentir que sean tan mal conservados que es imposible clasificarlos. Pero además de estos fósiles existen *Estherias (Estheria Draperi* Jones) que son triásicas, lo mismo como los piñones espléndidos y las maderas de *Araucaria* al oeste de San Julián. Según Keidel, sigue arriba de las tobas amarillas Liásico inferior marino con amonites y luego areniscas con plantas igualmente liásicas.

En longitudes más orientales encuéntranse las capas glaciales del Gondwana inferior en la sierrá de Pillahuinco del sur de la provincia de Buenos Aires. La avanzada al sudeste está representada por las capas basales de origen glacial y plantíferas situadas en las islas Malvinas y superpuestas con discordancia a Devónico plegado. (Véase los trabajos de Halle y Nathorst.)

3. *Comparación de Sud América occidental y oriental*

Al comparar los perfiles estratigráficos de las mitades oriental y occidental de Sud América, pueden constatarse, aparte de muchas diferencias, estos rasgos comunes. En ambas regiones:

1° Empiezan con depósitos glaciales muy extendidos;

2° Contienen una flora con *Glossopteris* en la parte inferior y media de la serie;

3° Existen numerosas discordancias, especialmente en la parte media y superior de la serie;

4° Predomina en forma creciente hacia arriba el color rojo de los sedimentos;

5° Ocurren intercalaciones de rocas efusivas.

Toda la región arriba descrita forma parte de un continente austral extenso que ya había existido en el Carbonífero. En la región del Amazonas, en el Perú y en una parte de Bolivia transgredió el mar en el piso del *Spirifer supramosquensis* del Carbonífero superior desde el norte y oeste. En seguida se hacen notar los indicios de la existencia de una glaciación extensísima (hielo continental) en vastas regiones del Brasil, en la provincia de Buenos Aires, en las islas Malvinas, en muchas partes del noroeste argentino, y acaso en la región limítrofe de Bolivia. Al oeste estos glaciares alcanzaron al mar. En la parte norte de la Argentina oriental debe haber existido entonces una región elevada que formó el *divortium aquarum*. Por esto podemos suponer que estas partes centrales del Sud América de entonces hayan llevado también una coraza de hielo, aunque no puede señalarse ningún indicio directamente observable. La parte más alta de la sierra — los Gondwanides de Keidel — debe haberse encontrado cerca de la costa. En el período pérmico tuvo lugar un movimiento tectónico muy importante y fuerte que ocupó la costa occidental de entonces, y que fué seguido por efusiones de grandes masas de pórfido y keratófiro, que se encuentran ahora en la parte oriental de los Andes altos de San Juan y Mendoza. Más al interior y al este, el movimiento no se manifiesta en forma de plegamiento o de sobreescurrimiento, sino únicamente como movimiento vertical oscilatorio secular, de modo que cambió continuamente el lugar de sedimentación y de denudación. Mientras que los sedimentos de la costa occidental descansan sobre capas sedimentarias paleozoicas perturbadas, en el interior del continente de entonces yacen sobre el zócalo cristalino antiguo. Y lo mismo ha de ser válido para el sur del Brasil. Una vez desaparecido el hielo, la región oriental aparece como región baja (Brasil), con una sedimentación continuada y abundante vegetación durante la primera parte de la época siguiente; poco a poco se instalan interrupciones en la sedimentación, que corresponden acaso

a descensos seculares en la región elevada, situada en su margen occidental, es decir, en el noreste de la Argentina. Esto sería válido para el Triásico. Al oeste la sedimentación es primeramente muy rápida, luego más lenta y en la región del supuesto país alto pueden identificarse, especialmente en lo que se refiere a épocas más recientes (Rhético), diferentes cuencas de sedimentación, que se habrían instalado después de los descensos. Al oeste y al norte se encontraba la costa, al este y al sur no ha sido hallado todavía.

Es perfectamente plausible que el continente debe haber dado lugar a la existencia y vida de vertebrados. Pero se han encontrado sus restos solamente en sedimentos correspondientes al Triásico inferior del sur del Brasil y de la costa noroccidental en Bolivia, pero los de esta procedencia no han sido accesibles aún para los hombres de ciencia. No sería imposible que se trate — en cuanto a los restos de Corocoro — de fósiles de la misma época, máxime cuanto que se indicaban asociados a ellos grandes troncos de coníferas petrificadas; es natural que esto no es un indicio seguro. Justamente del Triásico se conocen solamente pocas épocas o subdivisiones representadas por sedimentos a pesar de la gran extensión del continente. Resulta, entonces, que pocos indicios o restos de los seres vivientes han llegado hasta nuestros días. Pero siempre puede esperarse que con el tiempo llegue a conocerse mucho más de lo que se conoce hasta ahora. Por los huesos encontrados por Keidel en la Patagonia, en el codo del río Senguerr, se sabe que en el Triásico superior han vivido grandes saurios en esta región. El cráneo (perdido) de Corocoro debe haber pertenecido a algún animal de tamaño chico, y a ningún *Pelycosimio,* sino fuera así, no habría sido sacado «íntegramente» en una época como la de 1859, en que se tenía aún muy poco cuidado en esta clase de trabajos. Pero, por otra parte, debe haber sido bastante macizo, como lo son a menudo los cráneos de la formación sudafricana de Karroo, en caso contrario se hubiera deshecho bien pronto. No pueden hacerse otras conjeturas al respecto.

B. — LA RELACIÓN PALEOGEOGRÁFICA DE SUD AMÉRICA CON NORTE AMÉRICA Y ÁFRICA EN LA ÉPOCA DE GONDWANA

En este capítulo se tratará la cuestión de los posibles puentes de tierra firme entre las distintas regiones y las de las relaciones entre sus faunas.

1. *Relaciones con Norte América*

En el capítulo precedente se mencionó que tuvo lugar una transgresión marina del carbonífero superior (piso del *Spirifer supramosquensis)*

en la cuenca del Amazonas, en Perú y Bolivia. El mar avanzó desde el océano Pacífico. Del extremo norte y noroeste de Sud América no se conocen depósitos carboníferos marinos, como tampoco tales del Pérmico ni del Triásico. Estos últimos faltan, al parecer, también en toda la cuenca del Amazonas. Podemos suponer, pues, que la costa del mar se encontraba en el extremo norte de Sud América En el Carbonífero superior ganó en extensión la bahía del Amazonas. En las regiones circundantes de la cuenca la influencia marina se hace sentir todavía en el Pérmico, pero ella desaparece con el principio del Triásico. Es probable que la cuenca fué puesta en seco, de modo que el continente se extendió entonces — sin la bahía del Amazonas — hasta sus confines naturales.

En cuanto al Triásico más superior debe señalarse que el piso de Barranca rhético con plantas terrestres se extiende desde la parte occidental de Norte América (Wyoming y New Mexico) por Méjico y Guatemala, indicando la existencia de una península dirigida hacia el sur. Al parecer, los dos continentes se acercaron allí mucho. Pero no quisiera considerarlo como probable que haya existido una comunicación entre ambos, porque no se conoce nada de una mezcla de sus faunas terrestres. Es esto naturalmente aun un argumento de escaso valor, porque no conocemos casi nada de la fauna triásica sudamericana, ni tampoco hay suficientes datos respecto al Pérmico.

Lo que se conoce no da ningún indicio de una relación. Por ejemplo los *Pelycosimios* del Triásico inferior del Brasil — que son los únicos que se conocen hasta ahora del Triásico de Sud América — no se han encontrado en Norte América. Pero allí aparecieron, probablemente en el Triásico inferior, cuatro formas que son de un interés especial en este conjunto. Se trata de los géneros, descritos por mí en otro lugar: *Dolichobrachium, Eubrachiosaurus, Placerias* y *Brachybrachium.* Es de sentir que se conoce aún muy poco de estas formas. Pero he llegado a la conclusión, de que pertenecen a tres grupos diferentes del tronco o phylum de los *Therapsidos* y que representan descendientes tardíos. Es de mucho interés saber de dónde pueden provenir, porque no son oriundos de Norte América. Es en Sud África donde se conoce a estas formas en primer término. ¿Habrán emigrado por vía Europa o por vía Sud América? Creo que deben haber pasado por Europa, porque Broili ha descrito de Lorena un resto parecido a *Placerias.* Se ha podido comprobar que entre Norte América y Europa (1), y entre Europa y África

(1) F. von Huene, *Wanderzüge der permischen Landfauna in Europa und ihre Zusammenhänge. Tübinger Naturw. Abh,* Heft 9, 1925, páginas 1-47.

E. D. Cope, *Synopsis of the extinct Batrachia, Reptilia and Aves of North America, Trans. Amer. Phil. Soc.,* tomo XIV, 1869 (70), página 232.

E. D. Cope, *Observations on the Reptilia of the Triassic formations of the atlantic*

austral han existido uniones o relaciones directas, mientras que no hay hasta ahora ninguna prueba directa en cuanto a las relaciones de Norte y Sud América.

El supuesto *Dicynodon rosmarus* (Cope) del Triásico inferior de la conocida localidad túnel de Phoenixville en Pennsylvania no puede utilizarse para la comparación de las faunas con las de Sud África, porque consta únicamente de unos pocos dientes grandes pero incompletos, que se podrían colocar con mayor razón en otro grupo, acaso en el de *Palaeoctonus.*

Según lo precedente, debe suponerse por ahora que no han existido puentes de tierra firme entre Norte y Sud América.

2. *Las relaciones con África*

Por el contrario, han existido numerosas relaciones con África. Muchas de ellas ya han sido reconocidas desde hace tiempo, de modo que se han considerado Sud África y Sud América como partes de un solo continente grande. En las siguientes líneas trataré de discutir solo las razones que por su índole me son familiares.

a) La fauna y flora. — La flora de los estratos de Karroo de África es casi la misma como la del Gondwana argentino y brasileño, se trata de la conocida flora de *Glossopteris.* Una gran parte de los géneros y muchas especies de ambas regiones son idénticas y su sucesión es la misma, como también en la India y en Australia. Esta flora de *Glossopteris* caracteriza — como se sabe — los estratos del Pérmico y del Triásico del hemisferio austral y penetra solamente en el Asia en el hemisferio norte. Sin embargo, es de notar que existen, según las indicaciones de David White y de Kurtz, varias formas septentrionales entre las australes. En las capas de Palermo, del sur del Brasil, se encuentran entre 40 especies 2 que son típicamente boreales: *Lepidophloios laricinus* y *Sigillaria Brardi,* y otras cuatro que recuerdan formas boreales con toda claridad. Estas son:

Lepidodendron Pedroanum
Sigillaria australis
« *(?) muralis*
Psaronius brasiliensis.

También estas formas se encuentran todavía en las capas de Palermo juntas con *Gangamopteris obovata,* que empieza a presentarse en el piso de Orleans. Referente a *Psaronius brasiliensis,* dice White: « the tetrasti-

regions of the United states. Proceed. Amer. Phil Soc. tomo XI, 1870, página 445 (véase también en *Ann. Mag. Nat. Hist.,* tomo VI, 1870, págs. 498-500).

chous section of this species has not yet been recognized on the northern flora». Kurtz indica en la flora del norte argentino las siguientes formas septentrionales lo que llamó justamente la atención a D. White:

Caretiopteris polymorpha
Adiantites antiquus
Lepidodendron selaginoides
» *aculeatum*

Otro caso señalado de la cuenca del Zambezi, aparentemente de la misma índole, ha sido aclarado por Gothan como basado en clasificaciones erróneas, allí reina una flora pura de *Glossopteris.*

La flora de *Glossopteris* de los continentes australes es muy uniforme y característica. Si las «formas boreales» han sido introducidas por el viento o por corrientes océanicas, no se podrá decidir; en todo caso la uniformidad de la flora no sufre por ellos en ninguna manera.

En cuanto a la fauna terrestre se conocen hasta ahora únicamente algunos *Pelycosimios* en Sud América, que se encuentran fuera de esta región únicamente en Sud África. Este hecho podría hablar en favor de la existencia de un puente continental entre ambas zonas. Pero como ya he expuesto en otra ocasión, existen en realidad algunas diferencias considerables en el tipo biológico entre ambos grupos; sus representantes sudamericanos han sido mucho más pesados y tienen esqueletos modificados por paquiostosis mientras que los sud africano poseen huesos normales; resulta, entonces, que han de haber vivido bajo condiciones algo distintas, que produjeron caracteres de adaptación diferentes en las especies en ambos continentes, como se ve por el hecho de que los *Pelycosimios* sudafricanos han conservado un esqueleto de grosor normal. Por consiguiente debe haber existido una comunicación un tanto dificultada entre Sud África y Sud América, y además la rama emigrada debe haberse desarrollado en forma diferente de la que quedó en sus dominios.

Es una cuestión, cuál de los dos grupos es el emigrado y especializado. Yo, por mi parte, me inclino a suponer que el sudafricano ha de ser el grupo autóctono por las siguientes razones:

1° Aparecieron allí como primeros los *Dinocephalos,* con cuya génesis están relacionados los *Pelycosimios* (véase mis exposiciones hechas al respecto en otra publicación);

2° Los caracteres de los *Pelycosimios* sudamericanos indican una transformación más intensa y una adaptación más especial que los de los *P.* de Sud África;

3° La riqueza de formas relativamente grande entre los *Pelycosimios* brasilianos hace pensar en que se pudieron desarrollar en forma frondosa por encontrar la región libre de otros reptiles rivales. Puede objetarse que los *Pelycosimios* eran animales carniceros; pero es posible que la

presa puede haber estado compuesta por peces o de algunos *Tetrapodos* más pequeños. En todo caso debe haber habido abundancia de alimento, porque de otro modo los *Pelycosimios* no serían tan ricos en especies y en individuos.

Por razones expuestas anteriormente los *Pelycosimios* sudamericanos de Santa María me parecen pertenecer a la base del Triásico. *Chasmatosaurus* de Sud África ocurre en la misma época (zona con *Lystrosaurus)* y *Erythrosuchus* en el Triásico medio (zona con *Cynognathus) ;* pero el origen de los *Pelycosimios* debe haber tenido lugar en una época anterior, acaso en el Pérmico superior. En este tiempo, es decir, en el principio del Trásico o en el tiempo de pasaje entre el Pérmico y el Triásico, ha de haber habido entonces una comunicación posible, aunque difícil, entre Sud África y Sud América.

En una época más remota, a la terminación del período de Dwyka o de Passa Dois, de Sud África y de Sud América, respectivamente, aparecen en ambas regiones los *Mesosaurus* en facies casi idéntica y de caracteres tan parecidos que es casi imposible diferenciarlos, y además se encuentran únicamente en estas dos regiones, y en ninguna otra parte. Pero no puede asegurarse con absoluta seguridad de que sean de la misma edad exactamente; de todos modos se recoge la impresión de que se trata de las dos mitades de una unidad geológica. Si se toma el principio de la glaciación como punto de partida, se recoge la impresión de que en el Brasil haya pasado un tiempo mayor hasta la aparición de los *Mesosaurus* que en Sud África, pero si se toma el horizonte de los *Mesosaurus* como punto de partida, entonces la glaciación parece ser más antigua en el Brasil que en Sud África. Pero es muy fácil engañarse. La mayor variación de los sedimentos brasileños puede producir fácilmente la impresión de un lapso de tiempo mayor, mientras que la uniformidad de los sedimentos en Sud África aparentaría un lapso de tiempo de sedimentación menor. Al formarse un juicio al respecto debe tomarse en cuenta que existen en la sucesión de los estratos en el Brasil grandes hiatus, pero de todos modos éstos se encuentran recién en la época posterior a las capas de Passa Dois. Aquí no podemos decidir la cuestión del paralelismo o no paralelismo de las capas con *Mesosaurus ;* en todo caso, un intervalo entre ambos, si es que ha existido, no puede haber sido muy grande. Además no hay la menor duda de que en el Pérmico basal o en el Carbonífero más superior el intercambio de estos animales, y su migración por las costas barrosas y limosas y rica en vegetales, no ha sido impedido por obstáculo alguno. Pero esto no implica necesariamente una continuación de Sud África hacia el oeste. Más bien — tomando en cuenta las costumbres de vida de estos animales — debe suponerse que una faja costanera epicontinental limosa unía de algún modo ambas masas continentales. La existencia

de *Eurydesmas* y *Conularias* de conchas gruesas (y acaso la de peces contenidos en concreciones) en las capas entre los horizontes con manifestaciones glaciales y con *Mesosaurus* de Sud-West-África, habla en favor de una imgresión marina entre ambos continentes. Tanto los *Mesosaurios,* como los *Pelycosimios* indican únicamente una comunicación indirecta, tanto en cuanto al principio del Pérmico como del Triásico. Además es muy notable que hasta ahora no se ha podido encontrar en Sud América, ningún rastro de la rica fauna de reptiles sudafricana de otras familias, a pesar de que los sedimentos con plantas son muy difundidos.

b) Estratigrafía. — Al compararse la sucesión de las capas en Sud África y Sud América, no puede negarse la existencia de varios rasgos sorprendentemente parecidos. Se inician los estratos de Gondwana en ambas regiones con depósitos glaciales. En Sud África austral estas capas descansan concordantemente sobre Carbonífero plantífero, y al norte discordantemente sobre rocas y sedimentos más antiguos. También en el sur del Brasil se encuentra en algunos lugares superposición concordante sobre capas, al parecer, inmediatamente preglaciales, pero con más frecuencia existe discordancia como algo más al norte, y como en las islas Malvinas. Por otra parte, será un tanto difícil paralelizar en detalle los estratos de Tuberao y de Passa Dois del Brasil con diversos horizontes de los estratos de Ecca y Dwyka de Sud África, excepción hecha del horizonte con *Mesosaurus,* que, por otra parte, no ofrece tampoco un criterio del todo exacto. El rasgo parecido en la sedimentación es además el predominio de colores obscuros y uniformes en las secciones inferiores, recién en las capas de Estrada Nova se presentan colores más abigarrados. Las capas que siguen a la caliza de Rocinha son consideradas por mí como paralelas a la parte media de los estratos de Beaufort, (abigarrados) de Sud África. Tales lagunas en la sedimentación son muy difundidas desde el estado de Oranje hacia el norte. Supongo la existencia de un hiatus entre las capas de Río do Rasto y de Sao Bento, porque las areniscas de estas últimas deben paralelizarse, según comunicaciones verbales y por carta de du Toit, con los Forestbeds, o sea con los estratos superiores de Stormberg de Sud África. En ambas regiones es el viento el factor de la sedimentación; se trata de depósitos de colores subidos de clima árido. Tanto en África como en el Brasil estas capas están cubiertas en vastas extensiones por mantos eruptivos que serían petrográficamente muy parecidos. Tanto en Sud África y muy al norte en éste continente como en el Brasil, toda la serie de sedimentos está atravesada por filones-capas de dolerita. Especialmente los mantos que cubren las capas de Beaufort tienen en el África una propagación muy grande, y mucho mayor que la de las capas de Beaufort, que se encuentran especialmente en el sur y que suelen faltar,

aunque no del todo, en el norte. Muy parecidos se presentan los hechos en el Brasil, donde las diabasas o los meláfiros suelen tener una propagación mayor que los sedimentos de su yaciente, especialmente que la parte más antigua de ellos. El parecido del caracter petrográfico de las rocas eruptivas de ambas regiones sería sorprendente. De todo esto se desprende una similitud bastante grande en la historia de sedimentación del África y del Brasil.

c) Las relaciones paleogeográficas. — En un párrafo anterior se demostró que puede seguirse el cinturón marino que rodeó al norte y oeste al continente de Gondwana sudamericano. Las capas continentales terminan en forma abrupta en la costa oriental del Brasil, en la Argentina y en las islas Malvinas contra el océano Atlántico. A pesar de ello pudo tomarse como inverosímil la existencia de una comunicación directa en sentido este-oeste a base de consideraciones faunísticas. En cambio el autor ha tenido ocasión de mostrar en otro trabajo (1) que Sud África se había prolongado hacia el sur en la época de Gondwana. Al este, el continente terminó en la costa de Madagascar.

Hay razones para suponer que también Sud América se prolongaba en aquella época considerablemente más al sur. Los sedimentos más jóvenes — los del Triásico superior — han sido seguidos hacia el sur hasta el sur del río Deseado: Keidel encontró en el río Senguerr *Estheria Draperi* (Jon.), que se conoce también de las capas superiores de Stormberg, Wichmann encontró *Estheria* en la bahía de San Julián y Delhaes ha descrito una *Estheria mangaliensis* de una perforación en San Julián; todas estas formas pertenecen al Triásico más superior; Windhausen halló madera y frutas de una *Araucaria* que describe Gothan como triásica (2). Resulta entonces que la parte superior de los estratos de Gondwana se extiende al pie oriental de los Andes por una zona muy grande en la cual se comprende también la de los pórfidos andinos hasta donde sean de edad supratriásica, que llegan hasta Tierra del Fuego. Las islas Malvinas forman un trozo de esta masa continental.

La meseta patagónica o masa patagónica ha de haber sido agregada a «Brasilia» en la época del Gondwana medio, ambas están separadas por una zona de tendencia de descenso. Del mismo modo como los Gondwanides siguen al borde de «Brasilia», desde la Precordillera hasta la sierra de Pilla-Huinco, siguen tambien los «Patagonides» al borde noroccidental de esta masa desde el río Neuquén hasta la orilla austral del río Deseado y en su cercanía se asoman a la superficie las antiguas eleva-

(1) *Die südafrikanische Karrooformation ein geologisches und faunistisches Lebensbild. Fortschr. d. Geol. Pal.*, H. 12, 1925.

(2) Gothan, W., *Sobre restos de plantas fósiles procedentes de la Patagonia, Bol. Acad. Nac. Cienc. Córdoba*, 28, 1925, págs. 197-212, 10 lám.

ciones del tiempo de Gondwana en forma de rocas cristalinas antiguas.

Al sur sigue el «arco de las Antillas del Sur» y luego Grahamsland (1) que reflejan a la parte austral de Sud América, hasta en la composición y estructura. Se repite la granodiorita de los Andes y el Terciario y el Cretáceo en un desarrollo muy parecido al de la Patagonia. En la bahía de la Esperanza (63°½ lat. s.) se encontraron nada menos que 60 especies de plantas del Jurásico medio e inferior, de las cuales existen ocho en los estratos de Gondwana superiores de la India. Esta flora recuerda más que todo la de Yorkshire. Sobre las capas plantíferas descansa una toba de pórfido muy clara, cubierta a su vez por un manto eruptivo obscuro. En concordancia debajo de las capas plantíferas yace un conglomerado de grauvaca que a su vez descansaría sobre una potente serie de pórfidos. Creo que éstos sean de la misma edad que los pórfidos y keratófiros de los Andes australes de la Argentina. Las capas plantíferas corresponderían entonces a la serie jurásica de los Andes del centro de la Argentina y en particular a la flora supraliásica de Piedra Pintada, y a la que hizo conocer Keidel de la parte occidental de la Patagonia central (en el

(1) Andersson, A. J., *Geological fragments from Tierra del Fuego, Bull. Geol. Instit. Upsala*, VIII, 1908, pág. 172 ss.

Andersson, J. G., *On the geology of Graham Land. Bull. Geol. Instit, Upsala*, VII, 1906, pág. 22ss.

Ferrar, H. T., *Summary of the geological observations made during the cruise of SS. «Discovery» in* F. R. Scott, *Voyage of the Discovory*, II, 1905, pág. 445 ss.

Halle, Th. G., *The mesozoic flora of Graham Land. Wiss. Ergebnisse d. Schwed. Südpolarexpedition*, 1901-1903, III, 1916, pág. 123 ss.

Heim, F., *Geologische Beobachtungen in Südgeorgien, Zeitschr. d. Gesellsch. f. Erdkunde*, Berlín, 1912, pág. 453 ss.

Kühn, F., *El arco de las Antillas australes y sus relaciones. An. Mus. Nac. Hist. Nat. Buenos Aires*, 28, 1916, pág. 398 ss.

Mawsons, *Antarctic expedition. Geograph. Jour.* 39, 1912, pág. 482 ss.

Nordenskjöld, O., *Petrographische Untersuchungen aus dem west-antarktischen Gebiet, Bull. Geol. Instit. Upsala*, IV, 1903, pág. 244 ss.

Nordenskjöld, O., *Antarktis. Hand. d. regional. Geologie*, VIII, 6, 1913.

Penck, A., *Antarktische Probleme. Sizt. Ber. Preuss. Akad. Wiss. Phys. Math. Kl.*, IV, 1914, pág. 61 ss.

Priestley, R. E., and T. W. Edgworth-David, *Geological notes of the British antarctic expedition 1907-1909, C.-R. XI. Sess. Congr. Geol. Internat*, II, 1912 pág. 773 ss.

Przybyllok, *Deutsche antarktische Expedition. Zeitschr. d. Gesellsch. f. Erdkunde Berlín*, 1920, pág. 261 ss.

Quensel, P., *Geologisch-petrographische Studien in der patagonischen Cordillera, Bull. Geol. Instit. Upsala*, XII, 1911, pág. 15 ss.

Quensel, P., *Die Quarzporphyr. u Porphyritformation in Südpatagonien u. Feuerland, Bull. Geol. Inst. Upsala*, XI, 1913, pág. 20 ss.

Suess, D., *Das Antlitz der Erde*, III, 2, 1909, págs. 547-559.

Wilckens, O., *Geologie der Südpolarländer. Centralbl. f. Min., etc.*, 1906, págs. 173-180.

camino a Nueva Lubecka). En Georgia del sur se han encontrado diabasa y meláfiro y rocas básicas abisales. Grahamsland puede considerarse como prolongación de los Andes allende del «arco de las Antillas australes». A su lado oriental y al sur de este arco se encuentra una meseta extensa que correspondería a la meseta patagónica y de las Malvinas. En el borde oriental de la meseta antártica, en la costa de Victoria Land, se encuentran entre 74° y 85° latitud sur, las areniscas de Beacon de 600 metros de espesor, que contiene varios mantos de carbón hasta de 12 metros de grosor; además se ha constatado la presencia de maderas carbonizadas probablemente de coníferas y «escamas de peces», tratándose acaso en realidad de *Estherias*. La arenisca está atravesada y cubierta por dolerita. Nordenskjöld la coloca en la formación de Gondwana; recuerda las areniscas mesozoicas carboníferas de Tasmania, que son asociadas también con dolerita. Esta roca se recoge en todas partes en los alrededores de Victoria Land entre las muestras sacadas del fondo del mar; además, cerca de la costa de Enderby-Land fué encontrado de este modo un trozo de arenisca, pero su identidad con la de Beacon no está fuera de toda duda. No es imposible que estas supuestas capas de Gondwana ocupan una zona extensa del continente antártico situada al frente del océano Atlántico y de África y Australia. Entre las formaciones más antiguas está representado únicamente el paleozoico más inferior en algunos lugares. Desde el Pérmico hasta el Jurásico existía allí tierra firme. A la misma conclusión se llega a base de la comparación de la parte occidental con Sud América a causa de la identidad de la estructura.

Estos datos indican que debemos admitir una comunicación entre Sud América y Sud África por vía de la Antártida actual, en lo que se refiere a la época de Gondwana. Puede suponerse que Sud América se haya extendido considerablemente más al este como ahora dentro del océano Atlántico, y esto especialmente en el sur, donde debe haberse propagado más allá de las islas Malvinas. Pero a juzgar por la fauna terrestre, no creo que se haya extendido hasta el mismo Africa, o mejor, creo estar seguro de ello. Me parece que la costa occidental de aquella época no estaba lejos de la actual y que se prolongaba hacia el sur para juntarse con la Antarctis en un arco amplio y que se dirigió luego hacia el noroeste. No sería imposible que los continentes no se hayan tocado del todo en la región de las «Antillas del Sur», sino que se comunicaron por medio de guirnaldas de islas. Esta suposición se hace a base de la analogía de las «Antillas del Norte» y las relaciones entre ambos continentes americanos.

Me baso además en la idea de que debe haberse encontrado en el lugar de estos arcos una zona débil de la corteza terrestre, es decir, que los bloques continentales contiguos deben haber sufrido un desplazamiento horizontal.

Mapa de la tierra en el período pérmico e infratriásico

Me parece poco probable que haya habido un océano profundo entre África y Sud América como lo es el actual. La gran semejanza de los acontecimientos geomorfológicos en África y en el Brasil oriental y en el Uruguay puede comprenderse únicamente, si se considera ambas regiones como partes de una sola provincia geomorfológica que podría haber estado ocupada en su centro por un gran mar epicontinental semejante a una bahía de Hudson aumentada.

Esta suposición explica, según mi parecer, satisfactoriamente las semejanzas y las diferencias. Si no se quisiera sostener cierta oposición a la teoría de Wegener, se podría decir que la distancia entre ambos continentes era mucho menos que la actual, que estaban unidos en el sur y que no existía aún la hendedura profunda que los separa en nuestros días. La serranía Gondwanica del norte de la Argentina, paralela a la costa occidental desempeña un papel mucho más importante en cuanto a la separación de los acontecimientos de la historia geológica que tuvieron lugar al oeste y al este de ella, que el mar situado entonces entre África y Brasil. Con esta serranía comienza el borde del Pacífico y esta zona relativamente angosta que ascendió hacia el este, tomó parte en la historia del Pacífico. Por esto la diferencia entre el Brasil y la Argentina es mayor que la entre el Brasil y África. Sólo con el principio de la época posterior a la de Gondwana aumentan las diferencias entre África y Sud América. Pero su unión primitiva queda atestiguada aún hoy por sus faunas y floras.

C. — CONCLUSIONES

Sud América y África constituyeron en la época de Gondwana, es decir, en el Pérmico y Triásico, unos continentes que ya habían existido en el período carbonífero, aunque con contornos diferentes y que se unían en el sur antártico y que estaban separados en el norte por un mar poco profundo. Norte y Sud América estaban separadas. La mitad austral del África y Sud América oriental muestran un desarrollo geomorfóligo y estratigráfico semejante. Además su flora concuerda en alto grado, pero la fauna de Sud America es — según nuestros conocimientos actuales — pobre y poco variada. El continente ascendía hacia el oeste y descendía con relativa rapidez hacia el Pacífico. Allí se formó la cadena intensamente plegada de la Precordillera. Movimientos seculares, verticales produjeron en el Brasil grandes hiatus en la serie sedimentaria, o, acaso, puede provenir esta interrupción repetida de la denudación en la región de la serranía central, producida por descensos. Con éstos pueden relacionarse acaso las inmensas erupciones de pórfidos y keratófiros en la costa del Pacífico de entonces, es decir, en los Andes actuales.

II

Las relaciones paleogeográficas de Sud América durante el Cretáceo superior

A. — LA FAUNA DEL CRETÁCEO SUPERIOR TERRESTRE DE SUD AMÉRICA Y SUS RELACIONES GENERALES

La fauna de *Tetrapodos* del Cretáceo superior de la Argentina austral puede considerarse en términos generales como senoniana. En su mayor parte — y esto se refiere especialmente a los *Saurischios* — son más antiguos que el Senoniano superior marino, es decir más antiguos que el piso de Salamanca = piso *Lahillia Luisa*. Una parte de los cocodrilos y las tortugas pertenecen — hasta donde han sido clasificables hasta ahora — a la parte superior del Senoniano superior, mientras que hay además algunos restos de fósiles más, como los de *Dinilysia*, que son más recientes que el Senoniano superior marino. La fauna tiene la siguiente composición :

Saurischia.
Coelurosauria.
Fam. *Dinodontidae.*
Genyodectus serus.
Fam. ? *Ornithomimidae.*
Loncosaurus argentinus.
Clasmodosaurus spatula.
Carnosauria
Un número de dientes y huesos sueltos.
Sauropoda.
Fam. *Titanosauridae.*
Titanosaurus australis.
» *robustus.*
Laplatasaurus araukanicus.
Antarctosaurus Wichmannianus.
» *giganteus.*
Argyrosaurus superbus.
Fam. indet.
Campylodon Ameghinoi.
Ornithischia.
Thyreophora.
Fam. *Ceratopsidae.*
Notoceratops Bonarelli.

Fam. *Acanthopholidae.*
Loricosaurus scutulatus.
Dos spec. indet.

Crocodilia.
Fam. *Notosuchidae.*
Notosuchus terrestris.
Cynodontosuchus Rothi.
Notosuchio pequeño, aún no descrito.
Fam. *Crocodilidae.*
cf. *Leidyosuchus* spec. (aún no descrito) y algunos dientes cortos y gruesos diferentes del precedente.

Ophidia.
Fam. *Alethinophidia.*
Dinilysia patagonica.

Testudinata.
Pleurodira.
Fam. *Bothremydidae.*
Najadochelys patagonica y cf. *patagonica.*
? Najadochelys major.
Fam. *Miolaniidae.*
Niolamia argentina.

Cryptodira.
Fam. *Thalassemydidae.*
Osteogygis sculptus.
Fam. *Emydidae.*
n. gen. (cf. *Gyremis)* n. sp.

Existían entonces en la Patagonia durante el Senoniano algunos *Coelurosaurios*, que — como todos los animales de presa — son más raros que los herbívoros. Había posiblemente también algunos *Carnosaurios*, pero no se puede decirlo con tanta seguridad como en el caso de los ya mencionados. Los *Sauropodos* están representados únicamente por la familia esencialmeute supracretácea de los *Titanosaurides* en formas gigantes en Patagonia y el este de Sud América, si hacemos abstracción de un resto inseguro de *Campylodon.*

Además se encuentra un pequeño *Ceratopsido,* que no pertenece, sin embargo a las formas relativamente primitivas. No es imposible que un coracoido corresponda a la misma especie como la mandíbula descrita, pero no es posible afirmarlo. Los *Acanthopholides* tienen aparentemente una representación algo mayor que los *Ceratopsides,* pero esta impresión puede ser producida también por las circunstancias casuales de los hallazgos. Una de estas formas a la cual pertenece un sacrum gigante, ha de haber tenido un tamaño extraordinario.

Los cocodrilos están representados por *Notosuchios,* primitivos y de caracteres muy particulares, puramente terrestres, en los sedimientos anteriores al Senoniano superior marino y están asociados a los *Saurischios* y *Ornithischios*. De la época final de la invasión marina del Senoniano superior se conocen *Crocodilinae* propiamente dichas.

Las serpientes están representadas por una sola forma, que se considera como precursora de las *Ilysiidas* sudamericanas terciarias y que es muy cercana a las *Boidas*; se trata de una forma primitiva exenta de caracteres particulares.

Entre las tortugas (1) se encuentran en los sedimentos depositados al final de la ingresión marina del Senoniano superior, con mucha frecuencia las *Bothremydidae*, es decir *Pleurodirae,* y están representadas especialmente por un género que recuerda mucho *Najadochelys* (3 especies). Una forma muy notable y descomunal es la *Niolamia* Ameghino dotada de una ornamentación muy áspera; ella es de mucho interés paleogeográfico, porque el género Miolania de la misma familia se conoce únicamente del Pleistoceno de Australia. Bastante frecuente es además una *Cryptodira, Osteopygis,* de la familia de las *Thalassemydidae*. *Najadochelys* y *Osteopygis* pertenecen a los grupos característicos para el Mesozoico superior. Más rara es una forma que recuerda *Gyremis* perteneciente a las *Emydidae* de los Judith-River Beds de Norte América.

Para poderse formar un juicio sobre el significado de esta fauna, será útil compararla con las faunas supracretáceas de otros continentes. Para simplificar esta comparación hago abstracción de los grupos que no están representados en Sud América o que son puramente marinos. No se hace figurar entonces las *Mammalia*, *Aves, Pteroauria, Mosasauria, Lacertilia, Plesiosauria, Ichthyosauria* y *Amphibia*. Las tablas siguientes no pretenden ser completas.

(1) La clasificación de las especies aún no descritas por Ameghino y A. S. Woodward *Miolania* ha sido hecha a el señor doctor Staesche de Tübingen.

Clasificación	1. Fruitland Formation (antigua)	2. Kirtland Formation (1-3 pertenecen al Cretáceo más superior)	3. Ojo Alamo Formation
Saurischia.			
Coelurosauria.			
Dinodontidae.	¿« carnivorous *Dinosaur* »?	¿« carnivorous *Dinosaur* »?	¿ *Deinodon* sp.?
Sauropoda.			
¿Titanosauridae?		*Alamosaurus sanjuanensis* Gilmore.	
Ornithischia.			
Orthopoda.			
Ornithopoda.			
Trachodontidae.		*Kritosaurus navajovicus* Brown. « crested *Trachodonts* ».	*Kritosaurus navajovicus* Brown.
Thyreophora.			
Ceratopsidae.	*Monoclonius* sp.	*Ceratops* sp.	*Monoclonius* sp. *Pentaceratops Sternbergii* Osborn.
Acanthopholidae.		« armoured *Dinosaur* ».	« armoured *Dinosaur* ».
Crocodilia.			
Crocodilidae.		*Crocodilus* sp. *Brachychampsa* sp.	*Crocodilus* sp.
Testudinata.			
Amphichelydia.			
Baënidae.	*Baëna nodosa* Gilmore.	*Baëna nodosa.* » sp. *Neurankylus Baueri* Gilmore.	*Thescelus rapiens* Hay.
Cryptodira.			
Dermatemydidae.	*Adocus* sp.	*Adocus Bossi* Gilmore. » *Kirtlandicus* Gilmore.	*Adocus rigoratus* Hay. *Brasilemys nobilis* Hay. *Compsemys* sp.
Plastomenidae.		*Plastomenus robustus* Gilmore.	
Trionychidae.	*Aspideretes* sp.	*Aspideretes* sp.	*Aspideretes fontanus* Hay. » *austerus* Hay.

Clasificación	Benton Formation (Parte inferior del Cretáceo superior)	Niobrara Formation Turoniano aproximado	Pierre Formation Senoniano	Judith River y Belly River Formation Senoniano superior	Laramie Formation Daniano
Saurischia.					
Coelurosauria.					
Dinodontidae.				*Gorgosaurus libratus* Lambe.	*Albertosaurus sarcophagus* Osborn.
				» *Sternbergii* Matthew.	*Tyrannosaurus rex* Osborn.
				Deinodon horridus Leidy.	
				Dromaeosaurus albertensis Matthew.	
				» *cristatus* Cope.	
				» *laevifrons* Cope.	
Ornithomimidae.				*Struthiomimus altus* Lambe.	*Ornithomimus grandis* Marsh.
				» *tenuis* Marsh.	» *angustus* Sternberg.
				Ornithomimus angustus Sternberg	» *sedens* Marsh.
					» *suspectus* Marsh.
					» *velox* Marsh.
Ornithischia.					
Ornithopoda.					
Trachodontidae.				*Trachodon mirabilis* Leidy.	*Trachodon breviceps* Marsh.
				(= *Claosaurus, Diclonius, Hadrosaurus*).	» *calamarius* Marsh.
					» *longiceps* Marsh.
				Trachodon annectens Marsh.	» *pentagonus* Cope.
				» *altidens* Lambe.	» *perangulus* Cope.
				» *marginatus* Lambe.	*Corythosaurus casuarius* Brown.
				» *Selwyni* Lambe.	*Prosaurolophus maximus* Brown.
				Kritosaurus notabilis Lambe.	*Saurolophus Osborni* Brown.
				(= *Gryposaurus*).	*Hypacrosaurus altispinus* Brown.
				Kritosaurus incurvimanus Parks.	*Chenecosaurus tolmanensis* Lambe.
				Corythosaurus intermedius Parks.	*Edmontosaurus regalis* Lambe.
				Stephanosaurus marginatus Lambe	

				Parasaurolophus Walkeri Parks.	» *sasktchewanensis* Sternberg.
Thyreophora.					
Stegosauridae.					
?Scelidosaurinae.				*Troödon formosus* Leidy.	*Thescelosaurus neglectus* Gilmore.
				» *validus* Gilmore.	» *Warreni* Parks.
Ceratopsidae.				*Ceratops montanus* Marsh.	*Ceratops montanus* Marsh.
				» *paucidens* Marsh.	*Diceratops Hatcheri* Lull.
				» *recurvicornis* Cope.	*Tricertops alticornis* Marsh.
				» *candensis* Lambe.	» *horridus* Marsh.
				» *Belli* Lambe.	» *galeus* Marsh.
				Centrosaurus apertus Lambe.	» *elatus* Marsh.
				Eoceratops canadensis Lambe.	» *flabellatus* Marsh.
				Chasmosaurus Belli Lambe.	» *brevicornis* Marsh.
				Monoclonius Dawsoni Lambe.	» *sulcatus* Marsh.
				» *sphenocerus* Cope.	» *calicornis* Marsh.
				» *crassus* Cope.	» *serratus* Marsh.
				» *Cutleri* Lambe.	» *prorsus* Marsh.
				» *nasicornis* Lambe.	» *obtusus* Marsh.
				» *flexus* Brown.	*Agathaumas sylvestris* Cope.
				Styracosaurus albertensis Lambe.	*Torosaurus latus* Marsh.
				Stegoceras validus Lambe.	» *gladius* Marsh.
					Arrhinoceratops brachyops Parks.
					Anchiceratops ornatus Brown.
					Leptoceratops gracilis Brown.
					Brachyceratops montanensis Gilmore.
Acanthopholidae.				*Palaeoscincus costatus* Leidy.	*Nodosaurus textilis* Marsh.
				Ankylosaurus magniventris Brown	*Hierosaurus Sternbergii* Wieland.
				Euoplocephalus tutus Lambe *(Stereocephalus).*	*Hoplitosaurus.*
				Panoplosaurus minor Lambe.	*Stegopelta.*
				Dyoplosaurus acutosquameus Parks	

2. FAUNA DEL CRETÁCEO SUPERIOR DEL OESTE DE LOS ESTADOS UNIDOS Y DE CANADÁ *(conclusión)*

Clasificación	Benton Formation (Parte inferior del Cretáceo superior)	Niobrara Formation Turoniano aproximado	Pierre Formation Senoniano	Judith River y Belly River Formation Senoniano superior	Laramie Formation Daniano
Crocodilia.					
Goniopholidae.	*Goniopholis vebbianus* Cope. *Hyposaurus Rogersi* Owen. *Coelosuchus Reedi* Williston.				
Crocodilidae.				*Bottosaurus perrugosus* Cope. *Phobosuchus (=Deinosuchus) Hatcheri* Holland. *Leidyosuchus canadensis* Lambe. *Crocodilus humilis* Leidy.	*Brachychampsa montana* Gilmore. *Leidyosuchus Sternbergii* Lambe.
Rhynchocephalia.				*Champsosaurus brevicollis* Cope. » *profundus* Cope. » *annectens* Cope.	*Champsosaurus laramiensis* Brown. » *ambulator* Brown.
Ophidia.					*Coniophis precedens* Marsh. (« genus of uncertain affinities »)
Testudinata.					
Amphichelydia.					
Baënidae.				*Baëna callosa* Hay. » *antiqua* Lambe. *Boremys pulchra* Lambe. » *albertensis* Gilmore. *Charitemys captans* Hay. *Neurankylus eximius* Lambe. *Polythorax missouriensis* Cope.	*Baëna Hayi* Gilmore. *Neurankylus wyomingensis* Gilmore.

Cryptodira.					
Toxochelydiae.		*Toxochelys latiremis* Cope.	*Taxochelys latiremis* Cope.		
		» *serrifer* Cope.	*Portochelys Browni* Hay.		
		» *brachyrhina* Case.			
		» *stenopora* Hay.			
		» *elkader* Hay.			
		» *procax* Hay.			
		» *Bauri* Wieland.			
		Cynocercus incisus Cope.			
		Portochelys laticeps Williston.			
Desmatochelyidae.	*Desmatochelys Lowi* Williston.				
Protostegidae.		*Protostega gigas* Cope.	*Archelon ischyros* Wieland.		
		» *potens* Hay.	*Archelon Marshi* Wieland.		
		» *advena* Hay.			
Dermatomydidae.				*Basilemys variolosa* Cope.	*Basilemys sinuosa* Riggs.
				» *imbricata* Cope.	*Compsemys victa* Leidy.
				Compsemys victa Leidy.	*? Compsemys obscura* Leidy.
					Adocus lineolatus Cope.
Emydidae.				*Gyremis spectabilis* Hay.	
Trionuchoidea.				*Plastomenus costatus* Cope.	*Plastomenus costatus* Cope.
Plastomenidae.					» *insignis* Cope.
Trionychidae.				*Aspideretes foveatus* Leidy.	*Helopanoplia distincta* Hay.
				» *coalescens* Cope.	*Aspideretes lancensis* Lambe.
				» *splendidus* Hay.	» *Beecheri* Hay.
					» *vagans* Cope.

3. ESTE DE LOS ESTADOS UNIDOS DE NORTE AMÉRICA

Clasificación	« Greensand » de New Jersey, Maryland, etc. = « Pierre-Formation » aproximadamente Senoniano inferior
Saurischia.	
Carnosauria.	
Dryptosauridae.	*Coelosaurus antiquus* Leidy.
	Dryptosaurus aequilunguis Cope.
	» *macropus* Cope.
Ornithischia.	
Ornithopoda.	
Trachodontidae.	*Trachodon cavatus* Cope.
	» *Foulkii* Leidy.
	» *minor* Marsh.
	» *tripos* Cope.
	Ornithotarsus immanis Cope.
Thyreophora.	
Stegosauridae.	Un coracoido proveniente de la Trinity-Formation de Oklahoma y descrito por Larkin y Williston como *Sauropodo* pertenece en realidad a este grupo por la forma y la ubicación de su foramen.
Crocodilia.	
Goniopholidae.	*Bottosaurus Harlani* Meyer.
	» *tuberculatus* Cope.
	Polydectes biturgidus Cope.
	Holops brevispinis Cope.
	» *cordatus* Cope.
	» *glyptodon* Cope.
	» *obscurus* Leidy.
	» *pneumaticus* Cope.
	» *basitruncatus* Owen.
	Hyposaurus ferox Cope.
	» *Rogersi* Cope.
	Thoracosaurus neocesariensis De Kay.
	» *basifissus* Owen.
Testudinata.	
Pleurodira.	
Bothremydidae.	*Bothremys Cooki* Leidy.
	Taphrosphys sulcatus Leidy.
	» *longinuchus* Cope.
	» *Leslianus* Cope.
	» *strenuus* Cope.
	» *molops* Cope.
	» *nodosus* Cope.
	» *dares* Hay.
	Amblypeza entellus Hay.

3. ESTE DE LOS ESTADOS UNIDOS DE NORTE AMÉRICA *(conclusión)*

Clasificación	« Greensand » de New Jersey, Maryland, etc. = « Pierre-Formation » aproximadamente Senoniano inferior
Cryptodira.	
Thalassemydidae.	*Osteopygis emarginatus* Cope.
	» *Gibbi* Wieland.
	» *robustus* Hay.
	» *chelydrinus* Cope.
	» *erosus* Cope.
	» *borealis* Wieland.
	» *platylornus* Cope.
	» *sopitus* Leidy.
	Catapleura repanda Cope.
	» *ponderosa* Cope.
	Lytoloma angusta Cope.
	» *Jeanesi* Cope.
	» *Wielandi* Hay.
	Erquelinensia molaria Hay.
	Rhetechelys platyops Cope.
Chelonidae.	*Peritresius ornatus* Leidy.
Desmatochelyidae.	*Neptunochelys tuberosa* Cope.
	Atlantochelys Mortoni Agassiz.
Dermatemydidae.	*Adocus masculinus* Wieland.
	» *beatus* Leidy.
	» *punctatus* Marsh.
	» *lacer* Hay.
	» *syntheticus* Cope.
	» *agilis* Cope.
	» *pravus* Leidy.
	Agomphys turgidosus Cope.
	» *petrosus* Cope.
	» *tardus* Wieland.
	» *pectoralis* Cope.
	» *firmus* Leidy.
	Zygoramma striatula Cope.
	» *microglypta* Cope.
	Homorophus insuetus Cope.
Trionichoidea.	
Trionychidae.	*Amyda prisca* Leidy.
	» *halophila* Cope.

4. SUD-ÁFRICA

Clasificación	Cretáceo de edad insegura del extremo noroeste de la Colonia del Cabo
Ornithischia.	
Orthopoda.	
Trachodontidae.	*Kangnasaurus Coetzeei* Haughton.

5. NIGERIA

Clasificación	Probablemente Daniano (por los *Trachodontidae)* pero Paleoceno según Nopcsa
Ornithischia.	
Orthopoda.	
Trachodontidae.	Un *Trachodontido* (cf. *Orthomerus* sp.).
Crocodilia.	Un cocodrilo (cf. *Dyrosaurus* sp. *(Teleosaurido)*).

6. SAHARA

Clasificación	Cretáceo superior antiguo
Saurischia.	
Coelurosauria.	gen. indet. Sahara y lago Tchad.

7. EGIPTO

Clasificación	Cenomaniano
Saurischia.	
Carnosauria.	
Spinosauridae.	*Spinosaurus aegyptiacus* Stromer.
Crocodilia.	
Notosuchidae.	*Libycosuchus brevirostris* Stromer.

8. MADAGASCAR

Clasificación	Aproximadamente Turoniano
Saurischia.	
Carnosauria.	
?Megalosauridae.	« *Megalosaurus* » *crenatissimus* Dépéret.
Sauropoda.	
Titanosauridae.	*Laplatasaurus madagascariensis* Dépéret.

9. INDIA

Clasificación	Capas de Lameta, aproximadamente turonianas
Saurischia.	
? Carnosauria.	gen. indet. (partes del esqueleto) Diente de « *Megalosaurus* » en Arialoor.
Sauropoda.	
Titanosauridae.	*Titanosaurus indicus* Lydekker. » *Blanfordi* Lydekker. Cf. *Laplatasaurus madagascariensis* Dépéret.
Ornithischia.	
Thyreophora.	
Stegosauridae.	*Lametasaurus indicus* Matley.

10. SIEBENBÜRGEN-TRANSSILVANIA

Clasificación	Daniano
Saurischia.	
?Coelurosauria.	« *Megalosaurus* » *hungaricus* Nopcsa.
Sauropoda.	
Titanosauridae.	*Titanosaurus dacus* Nopcsa.
Ornithischia.	
Orthopoda.	
Kalodontidae.	*Rhabdodon priscum* Matheron (= *Mochlodon Suessi* Seeley) = *Orthomerus gracilis* Seeley. *Mochlodon Suessi* var. *robustum* Nopcsa.
Trachodontidae.	*Orthomerus transsylvanicus* Nopcsa (= *Limnosaurus* Nopcsa, *Telmathosaurus* Nopcsa, *Hecatosaurus* Brown) (es un *Protrachodontinida* como *Kritosaurus*).

10. SIEBENBÜRGEN-TRANSSILVANIA *(conclusión)*

Clasificación	Daniano
Thyreophora.	
Acanthopholidae.	*Struthiosaurus transsylvanicus* Nopcsa (= *Crataeomus* Seeley, *Pleuropeltus* Seeley, *Rhadinosaurus* Seeley (partim), *Danubiosaurus* Bunzel, *?Leipsanosaurus* Nopcsa) (es un *Struthiosaurinida).*
Crocodilia.	
Crocodilidae.	*Crocodilus* (?gen.) *affuvelensis* Mathéron.
Testudinatas.	
Amphichelydae.	
Plesiochelydae.	*Kallokibotium magnificum* Nopcsa.

11. AUSTRIA

(Nopcsa, *Centralbl. f. Min.*, etc., p. 520-523, 1926)

Clasificación	Formación de Gosau
Saurischia.	
Coelurosauria.	
?Dinodontidae.	« *Megalosaurus* » (diente).
Ornithischia.	
Orthopoda.	
Kalodontidae.	*Rhabdodon.*
Thyreophora.	
Acanthopholidae.	*Struthiosaurus.*
Crocodilia.	
Notosuchidae.	*Doratodon.*
	Crocodilus proavus.
Festudinata.	
?Amphichelydia.	
Plesiochelydidae.	« *Emys* » *Neumayri.*

12. SUECIA

Clasificación	Daniano
Crocodilia.	
Goniopholidae.	*Thoracosaurus scanicus* Troedsson.

13. BOHEMIA

Clasificación	Capas de Priesen, Senoniano inferior
Ornithischia.	
Thyreophora.	
?Acanthopholidae	*Albisaurus scutifer* A. Fritsch.

14. HOLANDA

Clasificación	Tobas calcáreas de Maestricht del Senoniano superior
Crocodilia.	
Goniopholidae.	*Thoracosaurus macrorhynchus* Blainville.

15. BÉLGICA

Clasificación	Senoniano inferior	Senoniano superior
Saurischia.		
Coelurosauria.		
Ornithomimidae.	gen. indet. *lonzeensis* Dollo.	gen. indet. *Bredai* Seeley.
Ornithischia.		
Orthopoda.		
Trachodontidae.	*Craspedodon lonzeensis* Dollo.	*Orthomerus Dolloi* Seeley.
Rhynchocephalia.	*Champsosaurios* se encuentran en Bélgica sólo desde el Paleoceno.	
Testudinata.		
Cryptodira.		
Cheloniidae.	*Tomochelone lonzeensis* Dollo.	*Allopleuron Hoffmanni* Gray.
	Glaucochelone lonzeensis Dollo.	*Glyptochelone Suyckerbuyki* Ubaghs.
		Platychelone emarginata Dollo.

16. FRANCIA

Clasificación	Danien, en el sur del país
Saurischia.	
?Coelurosauria.	? « cf. *Dryptosaurus* ».
Sauropoda.	
Titanosauridae.	*Titanosaurus* sp. Dépéret.
	Hypselosaurus priscus Mathéron.
Ornithischia.	
Orthopoda.	
Kalodontidae.	*Rhabdodon priscum* Mathéron.
Crocodilia.	
Crocodilidae.	*Crocodilus affuvelensis* Mathéron.
	» *Blavieri* Mathéron.

17. INGLATERRA

Clasificación	Cenomaniano	Turoniano	Senoniano superior
Saurischia.			
Sauropoda.			
Titanosauridae.	*Titanosauvus* sp. Lydekker. *Macrurosaurus semnus* Seeley. (= inclus.? *Acanthopholis platypus* Seeley).		
Ornithischia.			
Ornithopoda.			
Hypsilophodontidae.	*Priodontognathus Phillipsi* Seeley.		
Trachodontidae	*Trachodon cantabriensis* Lydekker		
Tyreophora.			
Acanthopholid.	*Acanthopholis encerus* Seeley.	*Acanthopholis horrida* Seeley	
	» *stereocercus* Seeley.		
	Anoplosaurus curtonotus Seeley.		
	» *major* Seeley.		
	Syngonosaurus macrocercus Seeley		
	Eucercosaurus tanyspondylus.		
Crocodilia.			
Crocodilidae.	*Crocodilus cantabrigiensis* Seeley.		
	» *? icenicus* Seeley.		
Testudinata.			
Pleurodira.			
Fam. indet.	*Rhinochelys brachyrhina* Lyd.		
	» *cantabrigiensis* Lyd.		
	» *Jessoni* Lydekker.		
	» *pulchriceps* Lyd. sp.		
	» sp. Lyd.		
Oryptodira.			
Thalassemydid.	*Lytoloma cantabrigiense* Lyd.		
Protostegidae.	*Protostega anglica* Lydekker.		
Cheloniidae.	*Chelone Jessoni* Lyd.	*Chelone* sp. Lydekker.	*Allopleuron Hoffmanni* Gray.
	Hyaelochelys? lata Owen.		

18. MONGOLIA

Clasificación	Formación de Djadochta Parte inferior del Cretáceo superior	Formación de Iren Dabasu Parte superior del Cretáceo superior
Saurischia.		
Coelurosauria.		
Ornithomimidae	*Velociraptor mongoliensis* Osborn. *Oviraptor philoceratops* Osborn. *Saurornithoides mongoliensis* Osborn.	2 genera indet.
Ornithischia.		
Orthopoda.		
Trachodontidae		*Trachodon amurense* Riabinin. gen. indet.
Thyreophora.		
Ceratopsidae.	*Protoceratops Andrewsi* Granger.	
Crocodilia.		gen. indet.
Testudinata.		
Trionychoidea.		gen. indet.

19. BRASIL

Clasificación	Senoniano
Saurischia.	
Coelurosauria.	
?Dinodontidae.	gen. indet., un *quadratum* (A. S. Woodward) de Bahía.
Sauropodo.	
Titanosauridae.	*Titanosaurus australis* Lydekker.
Crocodilia.	
Goniopholidae.	*Goniopholis Hartti* Marsh. « *Steneosaurus* » (gen. al.!) sp.
Testudinata.	
Pleurodira.	
Bothremydidae.	*Najadochelys* sp. (fig. Pacheco).

Las listas precedentes contienen, aunque no en forma completa, las faunas supracretáceas continentales de la tierra y permiten, por comprender todo lo esencial, reconocer algunas relaciones de importancia.

Coelurosaurios, especialmente sus especies livianas, se encuentran casi en todas partes. Son más frecuentes en Norte América donde alcanzan hasta la terminación de la época cretácea, pero se encuentran ya por ejemplo en el Cretáceo inferior (Arundel Formation) (Maryland) también por la costa oriental de los Estados Unidos. Allí no se han hallado aún en los depósitos del Cretáceo superior, en cambio, con una frecuencia extraordinaria en la parte occidental de aquel país desde New México hasta el Canadá. Además se los conoce del Senoniano inferior y superior de Bélgica y del Sahara, pero en esta región han de provenir de horizontes algo más antiguos. En ninguna parte son muy frecuentes. Las dos formas patagónicas no representan ninguna excepción, aunque los dientes de *Clasmodosaurus* recuerdan hasta cierto punto las faunas del Cretáceo inferior.

Las *Dinodontidae* tan frecuentes en Norte América al final de la época cretácea están representadas en la Patagonia por *Genyodectes*, que no pertenece a los géneros gigantes, pero que parece estar ligado íntimamente con el grupo de los *Dinodontidae* norteamericanos a juzgar por el carácter de su dentadura. Estos fósiles no se han encontrado hasta ahora nunca en la abundancia y variación con que ocurren en Norte América. No puede decidirse aún, si esto se debe a la falta de colecciones o a su ausencia o escasez real.

Los *Carnosaurios* están representados en la Patagonia hasta ahora únicamente por fragmentos de esqueletos, que no permiten siempre una clasificación segura. A pesar de ello puede afirmarse que existen. En el oeste de Norte América no son conocidos, únicamente algunos representantes tardíos en los estados del este, posteriores a las formas del Potomac y anteriores a la terminación de la época cretácea. Su edad es aproximadamente la misma que la de las formas de la Patagonia. En Madagascar y la India se los ha encontrado en el Turoniano, es decir, en una época algo anterior y en Siebenbürgen y acaso también en Francia estarían documentados por el hallazgo de unos pocos dientes, que podrían empero provenir también de *Dinodontidae.* Esto indicaría ciertas relaciones con el este de Norte América.

La fauna patagónica de *Sauropodos* que se compone casi exclusivamente de *Titanosauridae*, ha sido analizada más detenidamente en otra publicación. De toda la América del Norte se conoce hasta ahora únicamente una gran scapula de un *Sauropodo* y un *ischium (Alamosaurus),* que se distinguen de las *Titanosauridae* sudamericanas, pero que pertenecen muy probablemente a la misma familia. Pero además se conocen *Sauropoda* de Madagascar, la India y de Europa (Siebenbürgen, Fran-

cia, Inglaterra) y se trata exclusivamente de *Titanosauridae*. En Europa están presentes en todo el Cretáceo, en la India y Madagascar en el Turoniano y acaso ya en el Cenomaniano. En todo caso puede decirse que en todos los continentes supracretáceos los *Sauropodos* son raros y que, donde se encuentran, están representados únicamente por *Titanosauridae*. En cambio en Sud América fueron con las tortugas los animales más frecuentes. Algo único es también su tamaño extraordinariamente grande; en general los *Titanosauridae* de esta época suelen ser más chicos que los *Sauropodos* del Cretáceo inferior.

El grupo de los *Orthopodos* perteneciente a los *Ornithischia* está representado en la Patagonia únicamente por *Thyreophora,* mientras que no se han encontrado hasta ahora restos de los *Ornithopodos*. Esta circunstancia llama la atención, porque los *Trachodontidae* tienen una propagación enorme en el Cretáceo superior. Están presentes en el oeste y el este de Norte América, en la Mongolia, en Europa en el África occidental y oriental y tienen una variedad grande especialmente en Norte América.

Raros en Sud América son los *Thyreophora,* mientras que en Norte América tienen su máximo desarrollo. Formas como *Troodon* y *Thescelosaurus* que alcanzaron sobre base primitiva una especialización muy avanzada, demuestra que los *Thyreophora* vivieron allí en su región nativa y que pudieron seguir desarrollándose con tranquilidad. *Ceratopsidae* y *Acanthopholidae* están representados ambas con gran abundancia de formas en Norte América, mientras que los *Ceratopsidae* faltan en otras regiones. De ellos se extravió también un representante pequeño hasta la Patagonia. En el Cretáceo inferior se conoce sus precursores en la Mongolia y en Europa.

Hacia la terminación del Cretáceo estaban muy difundidas las *Acanthopholidae*. Es cierto que no las conocemos de la parte oriental de Norte América, ni del Asia oriental, pero han sido encontradas en Europa. También en Sud América parecen haber existido representadas por algunas especies. El *Lametasaurus* de la India ha de pertenecer a este grupo. La circunstancia de que sus partes más vitales estaban protegidas por corazas muy fuertes debe haberles ofrecido una defensa eficaz contra los animales carniceros grandes y chicos de esta época.

Los *Crocodilia* ofrecen un interés especial. Ellos tienen una propagación mundial en el Cretáceo superior y en esta época ya se encuentran con frecuencia las *Crocodilidae* modernas. Han alcanzado también hasta la Patagonia donde siguen especialmente al retroceso del mar del Senoniano superior. Muy particulares e interesantes son los dos *Notosuchus* estudiados. Se trata de formas terrestres del Senoniano inferior que pertenecen, al parecer, al *Phylum* antiguo y verdadero de los cocodrilos, del que se conoce hasta ahora tan poco de positivo y al que pertenecen

Libycosuchus del Cenomaniano del Egipto y *Hoplosuchus* de la parte inferior de las capas de Morrison, es decir, de los sedimentos de pasaje entre el Jurásico y el Cretáceo (1) de Utah. Muy cercanos a estas formas son los *Atoposaurides* jurásicos y los *Goniopholides* jurásicos y cretáceos. A pesar de que los *Notosuchidae* tienen una propagación extraordinaria, como lo demuestra su presencia en África y Sud América, sus restos son bastante raros. Esto se debe muy probablemente a la circunstancia de que han vivido en regiones continentales elevadas.

Los *Champsosaurides* no llegaron a la Patagonia. En Norte América son bastante frecuentes en el Cretáceo superior; en Bélgica, en cambio, aparecen sólo con el Paleoceno. En otra parte no han sido hallados.

Entre los *Squamata* he mencionado únicamente las serpientes, porque sólo éstas se han encontrado en la Patagonia. Con la *Coniophis* de la formación de Laramie de Norte América es la única serpiente conocida del Cretáceo superior. Su ubicación sistemática no es del todo clara. Halláronse serpientes ya en el Neocomiano adriático y en el Cenomaniano egipcio. *Dinilysia* está muy ligada a las *Ilysidae* aun vivientes en Sud América, sólo es mucho más grande y una forma puramente terrestre.

Las tortugas son muy frecuentes en la Patagonia. Pero solamente pocas han sido clasificadas hasta ahora. Ellas provienen generalmente del límite superior del Senoniano superior marino. La forma más frecuente es una *Pleurodira* de la familia de los *Bothremydidae (Najadochelys),* cuyos parientes más cercanos vivieron en gran número por la costa atlántica de Norte América *(Taphrosphys)* durante el Supracretáceo superior, aunque en una época un poco más antigua que en la Patagonia. En otras regiones no han sido halladas nunca. En el oeste de Norte América, por ejemplo, no existen las *Pleurodiras.* Bastante aberrantes son las *Pleurodiras* del principio del Cretáceo superior de Inglaterra. En el Senoniano superior del sur del Brasil se ha encontrado la misma *Pleurodira* como en la Patagonia. Una *Pleurodira* terrestre sud americana ha vivido mucho más tarde — la *Niolamia* — en el Cuaternario de Australia *(Miolania).* Esta familia singular no se encuentra en ninguna parte sobre la tierra que en las regiones señaladas; lleva corazas pesadísimas, provistas de púas y ofrece un aspecto completamente original y único.

Las *Amphichedylidae* no se han encontrado hasta ahora en el Cretáceo patagónico, pero están muy difundidas en el Cretáceo superior y termi-

(1) Véase C. W. Gilmore, *A New Aëtosaurian reptile from the Morrison formation, Ann. Carnegie Mus.,* 16, 1926 (March), págs. 325-348, fig. 4, pl. 27-29. Llama la atención que Gilmore tomó esta forma por un *Pseudosuchio* y que no reconoció su carácter verdadero.

nal del occidente de Norte América. También en Europa han sido halladas (Siebenbürgen), entre otras zonas en el Cretáceo de Gosau.

Entre las *Cryptodirae* patagónicas cuenta una *Emydida* terrestre, habitante de pantanos; una forma cercana y contemporánea ha vivido en el oeste de Norte América. Son éstos los únicos datos sobre *Emydidae* del Cretáceo más superior, pero esto no quiere decir que no hayan existido en mayor número. Mucho más frecuente es en el Senoniano superior patagónico una forma habitante de la costa marina, una *Thalassemydida*. Sus parientes más cercanos *(Osteopygis)* se han encontrado en el Senoniano inferior de la costa atlántica de Norte América; es natural que en el oeste de Norte América no pueden haber existido tales formas porque la facies no lo ha permitido. Parientes algo más lejanos se conocen del Cenomaniano de Inglaterra. En las costas no patagónicas del Supracretáceo se han encontrado muchas tortugas de alta mar tanto en el lado europeo como en el lado americano. Hasta ahora no se han hallado *Trionychidae* en la Patagonia, pero en Norte América son abundantes.

Lo expuesto demuestra que las relaciones de la fauna del Cretáceo superior de la Patagonia no son — en lo que se refiere a los *Tetrapodos* — de una claridad absoluta. En cambio, demuestran las dos tortugas, *Najadochelys* y *Osteopygis,* en forma definitiva que el océano Atlántico del Supracretáceo superior se extendió sin interrupción desde la costa oriental de la Patagonia y del Brasil hasta la costa oriental de Norte América, sin estar interrumpido por ningún istmo de tierra firme.

Dos otras formas — continentales — *Genyodectes* y *Notoceraptops* pertenecen a grupos que se han encontrado sólo en Norte América en los sedimentos más jóvenes del Cretáceo superior. Pero llama la atención que sus parientes norteamericanos son muy abundantes y muy ricos en variaciones y en especies, mientras que en Sud América son muy raros y pertenecen a géneros diferentes. Es cierto que aparecen los antecesores de uno de estos grupos en Asia oriental y en sedimentos de una época anterior, pero por otro lado llama la atención que las *Trachodontidae,* frecuentes tanto en Norte América como en todo el mundo, no han sido encontradas hasta ahora en Sud América. Este hecho y la rareza de los *Ceratopsidae* y *Dinodontidae* y su diferencia genérica con las formas de Norte América indica que las comunicaciones entre ambas regiones deben haber sido muy difíciles. La presencia de *Leidyosuchus* (siempre si la clasificación es exacta) nos haría dirigir la mirada otra vez a Norte América. Los *Titanosauridae* o faltan totalmente en Norte América o existen solamente como rareza extraordinaria en el extremo sur del país *(Alamosaurus),* y se encuentran fuera de Sud América únicamente en el viejo mundo. Se ve pues que la existencia de un puente de tierra firme entre Sud y Norte América es muy problemática, mientras que

debe haber habido alguna comunicación con Madagascar, la India y Europa, a juzgar por las íntimas relaciones de las especies encontradas en estas regiones. Una comunicación de esta índole nos queda insinuada por la familia de las *Miolanidae* que nos indica acaso como puente el continente Antártico. También las *Notosuchidae* de Sud América y de África *(Libycosuchus)*, hablan en favor de esta interpretación. Indiferentes son las *Ornithomimidae* y *Loricosaurus*, es decir, las *Acanthopholidae*, porque estas formas tienen una propagación mundial.

Para poder comprender mejor el carácter y la composición de la fauna supracretácea de la parte austral de la América del Sur conviene ponerse sobre una base más amplia y considerar las relaciones paleogeográficas de Sud América.

B. — LAS RELACIONES PALEOGEOGRÁFICAS

Para cumplir con nuestro propósito debemos considerar las relaciones en cuatro direcciones: 1° a Norte América; 2° al África; 3° al continente Antártico; 4° a la Polinesia y Australia.

1. — *Relaciones con Norte América*

Todos los mapas paleogeográficos construídos sobre buenas bases geológicas indican una separación de Norte y de Sud América para la época cretácea y también para la jurásica. Deben tomarse en cuenta especialmente los trabajos de Schuchert (1), hechos con todo esmero. Para el Supracretáceo inferior (más o menos en el Turoniano, Benton) indica una separación marina de ambos continentes que alcanza de Guayana hasta Alabama. Por otra parte, hace figurar un trozo continental angosto que alcanzaría desde el nordeste de Asia, pasando por Alaska, y la costa occidental de Norte América hasta Méjico y Nicaragua, y que estaría bordeado al este por un mar ancho, llamado «Laurentia». Pero tampoco esta masa continental angosta alcanza a ligarse con «Amazonia» o «Brasilia». Entre los autores más antiguos, ni Koken, ni Lapparent admiten la existencia de algún puente. En cuanto al Jurásico, ambos continentes fueron considerados como separados ya por Neumayr (1885) y por Uhlig (2). Tampoco Arldt (3), que no aplica argumentos geológicos, sino exclusivamente criterios biogeográficos, no puede establecer

(1) Pearsson and Schuchert, *Textbook of Geology*, volumen II, página 555.

(2) V. Uhlig, *Die marinen Reiche des Jura und der Unterkreide. Mitt. d. Geol. Ges.* Wien, IV, 3, 1911, página 329 ss.

(3) Th. Arldt, *Entwicklung der Continente, Verl. Engelmann, Leipzig, 1917.*

ninguna unión. Su representación de las cosas se asemeja más a la de Schuchert.

Considerando ante todo los criterios faunísticos, es efectivamente muy notable que los *Titanosauridae* tan frecuetes en Sud América, son casi desconocidos en Norte América. Únicamente *Alamosaurus* de New México ha de pertenecer a esa familia, a pesar a que se diferencia de las formas sudamericanas por la carencia de la colocación alta del *ligamentum sterno-scapulare* o *sterno-costoscapulare.* Pero no se ha podido comprobar — por lo menos hasta ahora — que hayan penetrado formas vecinas a ésta, hasta la cuenca verdadera de Laramie, de los Estados Unidos del Centro y Norte y de Canadá. Las diferencias del *Alamosaurus* con los representantes sudamericanos de *Titanosaurus* no permiten la admisión de la existencia de un puente de tierra firme entre ambos continentes. La posibilidad de que esta forma haya emigrado del Asia es tan grande como su emigración desde Sud América.

Dinodontidae existen tanto en Sud como en Norte América, pero se encuentran también en la Mongolia (probablemente). *Ornithomimidae* se encuentra tanto en el viejo como en el nuevo mundo, lo mismo como las *Ceratopsidae* que se han encontrado en cantidad en el Supracretáceo inferior de la Mongolia. Su presencia en Sud América no indicaría entonces con seguridad ninguna unión entre ambas Américas. No puede excluirse, sin embargo, la posibilidad de que hayan llegado desde Mongolia, pasando Alaska, California hasta Méjico y que hayan pasado a Sud América por algún brazo marino angosto.

En cuanto a los cocodrilos, es de interés que las formas continentales, de aspecto antiguo, *Notosuchus* y *Cynodontosuchus,* poseen parientes tanto en el viejo mundo, *Lybicosuchus,* como en el nuevo, *Hoplosuchus.* En Utah *Hoplosuchus* aparece ya en la época entre el Jurásico y el Cretáceo. Por ahora no puede indicarse con seguridad, si los *Notosuchios* han venido de Norte América juntos con los *Titanosauros* o si inmigraron desde la India y Madagascar por un camino que se discutirá en seguida. Dicho sea de paso que esta su procedencia me parece más probable, aunque no quiero excluir definitivamente la posible procedencia de Norte América, desde donde podrían haberse trasladado por algún puente de vida efímera. A los demás cocodrilos, que vivieron en regiones costaneras, el pasaje por brazos de mar angostos no ofreció ninguna dificultad, de modo que pueden encontrarse formas vecinas o íntimamente relacionadas de cocodrilos en las costas de Norte y Sud América. En iguales condiciones se encuentran las tortugas. La *Bothremydida, Taphrosphys (Pleurodira),* es muy frecuente y representada por muchas especies en la costa oriental de Norte América, que es su morada exclusiva; los parientes de estas formas se encuentran también con frecuencia en la costa atlántica de Sud América. Lo mismo puede decirse de *Osteopygis.*

Estos hechos requieren para su explicación la admisión de la existencia de una comunicación por vía del mar, es decir no puede haber existido ierra firme entre África y Sud América boreal y central, como se ha supuesto a menudo. El océano Atlántico debe haber existido. Una interrupción de la línea costanera en Centro América no puede haber representado un obstáculo para la propagación de estas tortugas del occidente del Atlántico.

Se ve pues, que las razones geológicas no hablan en favor de una unión entre Norte y Sud América y que la fauna supracretácea no puede servir para aducir ningún argumento en favor de una unión aunque fuera momentanea entre esos continentes, porque sería inexplicable cómo los *Titanosaurios* no hayan emigrado en masa hacia el norte.

2. — *Relaciones con África*

Como ya se dijo, la fauna cretácea sudamericana contiene en abundancia rasgos característicos del viejo mundo; pero en este tiempo el océano Atlántico debe haber existido ya, de modo que es imposible suponer una comunicación directa de este a oeste. Hace poco he expuesto (1) las razones por las cuales los continentes deben haber estado separados ya en el Triásico más inferior y que puede haber existido sólo una aproximación por vía de la Antártida, que, por otra parte, no era tampoco muy duradera, a pesar de que ambos continentes penetraron aun con prolongaciones dentro del área del océano actual. Del Jurásico no se conocen razones negativas, aunque es indudable que las islas de Cabo Verde pertenecían al ambiente de la Thetys. A partir del Cretáceo medio existe la parte boreal y austral del ocoano Atlántico. En la costa de África se encuentran depósitos marinos por Nigeria, las islas de Elobi hasta Angola (2). Hasta el sur de Mossamedes se ha comprobado la existencia de sedimentos pertenecientes al Albiano hasta Senoniano o Daniano. Más al sur, en la colonia ex-alemana de Sud-West-África y en la colonia del Cabo, la tierra firme alcanzó más al oeste que actualmente. Pero es muy inverosímil que la tierra firme se haya extendido aquí hasta Sud América, porque no sólo no se han encontrado allí aun las *Trachodontidae* que vivian entonces en la parte noroeste de la Colonia del Cabo, sino debe considerarse también que la costa marina del Terciario antiguo se encontró en Sud-West-África (Eoceno superior), más o menos en la misma región como hoy en día; es, pues, muy poco probable que poco antes hubiera tenido una forma totalmente distinta. La comunicación más per-

(1) *Gondwanareptilien in Südamerika. Palaeont, Hung.* (en prensa).

(2) Lo más nuevo sobre Angola es: HAUGHATON, *Some cretaceous fossile from Angola, Ann. S. Afr. Mus.* 22, 1, 1925-1926, pág. 262-286, lám. 12-15.

sistente de África debe haberse mantenido con la Antártida (1). Pero es indudable que en el Terciario medio Sud África ha tenido su forma actual y que ha estado sumergido algo más, como sabemos por los trabajos de du Toit y Haughton. Si ha existido realmente el continente de Gondwana atlántico (Archelenis), ya había desaparecido seguramente en el Cretáceo superior. Jhering considera forzosa la suposición de una unión o comunicación entre África y Sud América hasta el Terciario antiguo no sólo por la coexistencia en ambos continentes de varios moluscos, sino también la de vacas marinas *(Manatis)*. Sería muy posible que haya existido una comunicación por medio de islas por vía de la Antártida durante el Terciario inferior. Las capas de María Farinha del Daniano cerca de Pernambuco representan un paralelo con los depósitos supracretáceos marinos de la costa occidental del África.

Es indudable que el océano Atlántico ha existido ya en el Cretáceo superior. Respecto al Jurásico y el Cretáceo inferior no hay datos concretos, pero consideraciones biogeográficas hablan en favor de una posibllidad de comunicación.

3. — *Relaciones con la Antárctica*

Las relaciones geológicas de Sud América y la Antártida son muy numerosas. Como se sabe la estructura de Antártida es la misma de la parte austral de Sud América, con la diferencia de que los elementos siguen en el orden inverso. Ambas unidades son ligadas entre sí por el arco de las «Antillas del Sud» (Sud-Georgia, Sud-Sandwich, Orcadas, Sud-Shetland). El arco se destaca también batimétricamente.

Desde Staten-Island hacia el este se extiende en forma de loma larga el banco de Burdwood que se eleva en partes hasta 44 metros debajo del nivel del mar. Se compone de arena negra y de rocas volcánicas. Más adelante en la misma dirección siguen los Shag-Rocks que no fueron aun investigados.

Sud Georgia se compone de una sierra de plegamiento que alcanza hasta 2000 metros de altura y que se compone de gneis filítico, esquistos arcillosos, cuarcita diabasa, rocas amigdaloides, tobas porfíricas y de porfiritas metamorfoseadas por presión. Los pliegues tienen un rumbo de NW-SE y están volcados hacia el SW. En esquistos metamórficos se encontró una concha parecida a *Posidonia* y un amonita ya no clasificable, tratándose acaso de *Acanthoceras* del Cretáceo. Las islas Sud-Sandwich son, según se dice, de origen volcánico, y se elevan hasta 1600 metros de altura. En las Orcadas del Sur, afloran grauvaca,

(1) E. Jaworski, *Das Alter des südatlantischen Beckens, Geol. Rundschau,* XII, 1921, pág. 60-74.

cuarcita, conglomerado y esquistos negros. En ellos se han encontrado *Graptolithos* y *Phyllocarides*, de modo que allí está representado el Silúrico. Las capas plegadas rumbean NW o NNW, pero, a pesar de ello, se puede admitir según Anderson, una comunicación con las islas de Sud Shetland (1).

Éstas forman una cadena rocosa y están compuestas por capas plegadas en dirección NE; hay frecuencia de porfiritas. El lado sudoriental posee fenómenos de volcanismo joven. La isla de Graham se compone mayormente de granodiorita o diorita andina. A esta cadena central sigue paralelamente y al sudeste otra cadena más antigua. Contra ella son recostados con posición horizontal sedimentos del Terciario y del Cretáceo, que son de interés especial. Los depósitos cretáceos del estrecho del Almirantazgo (islas de Ross, Seymour y Snowhill) alcanzan, según Kilian y Reboul desde el Cenomaniano hasta el Senoniano superior sin contener ningún hiatus. Se componen de conglomerados areniscas, areniscas glauconíticas y arcillosas o de esquistos, es decir depósitos de la vecindad de la costa. Efectivamente se han encontrado en ello restos de madera e impresiones de *Sequoia*. En lo demás se encontraron fósiles marinos especialmente de edad senoniana. Según Wilckens todo sería o casi todo del Senoniano superior. El carácter de la fauna es decididamente indo-pacífico; se trata de unas 100 especies. Los amonitas, entre los cuales abundan los *Kossmaticeras,* tienen sus parientes más próximos en el Senoniano de la India (piso de Arialur) y también en el Japón y California. Lo mismo es válido para una gran parte de los demás moluscos. Ellos recuerdan al mismo tiempo ademas mucho a formas del sur de la Patagonia. Debe mencionarse especialmente *Lahillia Luisa* que es característica, como se sabe, para las capas con *Lahillia* del golfo San Jorge y de las capas de Quiriquina de Ultima Esperanza y Quiriquina. El mismo género se ha encontrado además en Nueva Zelandia.

Entre el Cretáceo y el Terciario existe un hiatus poco marcado. En las capas pertenecientes a ésta última formación (areniscas y conglomerados) se han encontrado unas 70 especies de hojas fósiles que son muy vecinas a la flora actual chilena o con formas subtropicales, además 25 especies de moluscos marinos, de los cuales 15 se encuentran en formas idénticas o en variaciones en el piso patagónico. La fauna cuenta también con *Lahillia* y tiene un carácter infraterciario. Además se hallaron una ballena parecida a *Zeuglodon* y huesos de pingüinos grandes.

Sin duda hubo comunicación entre la Antártida occidental (Grahamsland) con la oriental que es de mayor extensión. En el mar de Weddell, es decir al oeste de la Tierra de Graham se encontraron al dredgear calizas con *Archaeocyathinas* y otros fósiles del Cámbrico inferior de Aus-

(1) O. Nordenskjöld, *Antarktis. Hand..d. Regionalen Geologie,* VIII, 6, 1913.

tralia (Shackleton). Desde Victorialand por Wilkesland y Enderbyland hasta Prinz Luitpold-Land (Coatsland) se extiende un escudo dilatadísimo arcaico compuesto de gneis, granulita, de esquistos cristalinos con alguna cubierta de sedimentos cámbricos, atravesado por granito, diorita y rocas filonianas. Toda esta masa fué peneplainizada en la época pre gondwana y ha llevado entre el Cámbrico y el Pérmico una superficie continental. Luego se depositó sobre este ambiente la arenisca de Beacon, igualmente de origen terrestre (Gondwana) con sus enormes mantos de carbón que tienen hasta 12 metros de espesor; el espesor total de las areniscas es de unos 600 metros y por su composición se relacionan con las capas correspondientes de Sud África (formación de Karroo) y de Australia (Tasmania); además está atravesado por doleritas posttriásicas. Este continente ha de ser, aun en su masa conservada visible hasta hoy, mayor que Australia. En uno de sus bordes corren hasta el Victorialand grandes fallas y áreas de descenso con rumbo septentrional, acompañadas por grandes volcanes (Erebus 4050 m.) con rocas efusivas alcalinas de la misma índole como las de las islas del océano Índico austral. Poco al este de Victorialand se encuentra el King Edward-Land con granodiorita, que no corresponde del todo a la diorita andina. También esta región se encuentra en la prolongación de Grahamsland.

En la época de Gondwana (formación de Karroo) la Antártida estaba unida muy probablemente con África y además con Australia-Tasmania y se acercaba mucho al continente patagónico. Todavía en el Jurásico medio de la Antártida era aún un continente cubierto de vegetación (flora de la Hoffnungsbucht y de la punta norte de la tierra de Graham). En el Jurásico superior se produjeron en la región cordillerana de la Antártida las mismas efusiones de pórfidos como en los Andes de Sud América; sus potentes tobas cubren las capas plantíferas de la Hoffnungsbucht. Por consiguiente debemos admitir la existencia de una unión de ambas masas continentales. No se conocen sedimentos del Cretáceo inferior. Probablemente había ascendido entonces el continente. No puede haber casi ninguna duda de que en el Cretáceo superior se extendió una sola masa continental desde Sud América hasta la Antártida, que fué poblado por una flora sudamericana y que la fauna marina de las costas y de alta mar formaba una unidad y comprendía la costa patagónica, chilena y la antártica.

4. — *Relaciones con la región australiana-polinesia*

Primeramente consideraremos los datos batimétricos, luego los geológicos y finalmente los bio-geográficos.

a) Batimetría. — Según el atlas de André y el mapa de profundidades de J. Murray reproducido en *Geology* de Chamberlain and Salisbury, se

ve que entre las tierras del Fuego y de Graham se encuentra mar de 4000 a 5000 metros de profundidad, pero que en el arco de las «Antillas del Sud», esta depresión está rodeada por profundidades menores. Esta cadena submarina, interrumpida entre las islas de Sud Sandwich y las Orcadas, separa esta depresión de la de Ross, que se extiende al este hasta las islas de Kerguelen. La cuenca profunda situada oeste de Magallanes se extiende aproximadamente hasta el grado 125 de longitud hacia el oeste y sudoeste y hacia el norte más o menos hasta el paralelo dw 43°. Otra cuenca parecida se halla frente a la costa del Perú y del norte de Chile. Desde la costa del centro de Chile se extiende hacia el W y WSW, separando ambas depresiones, un alto ancho y chato que desciende desde la costa muy despacio y que se mantienen en una profundidad de 2700 y 3600 metros. Las islas de Juan Fernández, Ambrosia y San Felipe están insertadas en la saliente septentrional de esta elevación submarina. Más allá rodea las dos cuencas profundas en el oeste. La costa antártica noroccidental desciende con rapidez grande y sobre una gran extensión a la profnndidad total de la cuenca al occidente de Magallanes. El océano Antártico austral, situado al oeste del grado 125 hasta más allá del Victoria-Land, es considerablemente más chato que estas grandes profundidades. Desde Victoria-Land hacia el norte se extiende un umbral submarino hacia la plataforma de Nueva Zelandia, que mantiene una altura de 1000 a 1200 metros bajo del nivel del mar. Además corre una elevación (hasta los 3000 m. de profundidad) desde Tasmania hacia el sur. Entre Nueva Zelandia y Australia hallamos mar profundo hasta la isla de Coat situada sobre el paralelo del capricornio. A la plataforma de Nueva Zelandia pertenecen también las islas de Chatham y Campbell. Muy conocida es la gran depresión de Aldrich que pasa a lo largo de las islas de Kermadec y Tonga hasta las de Samoa y que desciende a menudo debajo de los 9000 metros de profundidad. Suess nos ha hecho conocer las grandes líneas directivas de las estructuras que empiezan en la isla de la Nueva Zelandia austral, a saber:

1° el primer arco australiano que pasa por Nueva Caledonia hasta Nueva Guinea;

2° el segundo arco australiano que pasa por las islas de Banks, de Salomón, Nuevo Mecklenburgo;

3° el tercer arco australiano, cadena de Ruahine de Nueva Zelandia del norte, islas de Kermadec y Tonga.

Más allá hay numerosas islas y grupos de islas en el océano Pacífico hasta las islas de Sandwich y ellas están agrupadas en cadenas orientadas de SE-NW. Esta dirección se expresa también en el relieve del fondo del océano. Muchas de estas islas son de origen volcánico, muchas son arrecifes de corales, algunas tienen las dos cosas. Durante el largo tiempo que ocupa la formación o edificación de los arrecifes de corales y la

acumulación de sedimentos con foraminíferos se formaron protuberancias del relieve que fueron acentuadas todavía por los movimientos ascendentes, de modo que se formó relieve — como dice Suess — exagerado. (*Antlitz der Erde,* III, b, pág. 367). Esto nos da también una medida para apreciar los movimientos que ha sufrido el suelo. Éstos son a menudo muy importantes. Las calizas pacíficas datan desde el piso aquitaniano. Existen ascensos de 2200 metros (la toba submarina de Yidi Levu, islas Fidji, está ahora en 1200 metros y caliza coraligena en 2200 metros). Las numerosas mesetas calcáreas de las islas pacíficas, que se encuentran en variada altura y que han sido denudadas en épocas diferentes y que aparecen por consiguiente como escalonadas, demuestran que los procesos tectónicos ascendentes superan los de tendencia descendente durante la época geológica que nos es cerca. Pero también las islas volcánicas mucho más altas (que pasan los 4000 m.) han de ser a menudo considerablemente más antiguas de lo que parece, al tomar en cuenta sólo el tiempo que necesita la erosión para destruir o denudar cada uno de los conos volcánicos, porque éstos han sido aumentados en altura y extensión por frecuentes erupciones posteriores y repetidas, de modo que la denudación tuvo que empezar con su trabajo cada vez de nuevo. Es indudable que este proceso se repitió varias veces en muchos casos. Es, pues, posible y justificado considerar las cadenas del interior del Pacífico como relativamente antiguas. Las profundidades abisales de algunas fajas oceánicas en la cercanía de los arcos de islas representan también pruebas fehacientes para la existencia de movimientos fuertes que han alcanzado hasta un pasado poco remoto, que podrá seguirse hasta el Terciario superior o medio. Ellos se encuentran especialmente en el ambiente del segundo y tercero arco australiano, pero se pueden reconocer también en el ambiente de las islas del interior del océano Pacífico (p. ej. las islas Paumotu).

b) Fundamentos geológicos. — En varias de las islas del Pacífico se encuentran, aparte de rocas volcánicas jóvenes y aparte de calizas de corales y foramíferas, otras rocas que podrían interpretarse como pertenecientes a masas continentales más antiguas. Splight, Marshall y otros han llamado la atención sobre la existencia de rocas volcánicas antiguas, que se encuentran aflorando — como en las islas Fidji — en bloques sueltos, y se componen de amfibolita, gabbro, rocas hornblendíferas, sienita eleolítica, peridoto, essexita, etc. Según Marshall, pueden citarse las siguientes islas con tales rocas: Tonga, Kermadec, Rurutu, Maupiti, Borabora, Tahiti, Marquesas, de Salomon, Truk, Yap. En la isla Henderson, situada muy al este, se dice que se encuentra (Suess) acaso caliza mesozoica. En Nuevo Mecklemburgo y en las Salomonas existe caliza mesozoica.

Si contemplamos ahora Australia, Nueva Zelandia y las islas de su

vecindad (1), encontramos en Australia occidental y en el sur de Nueva Guinea con los fósiles de la zona europea del *Stephanoceras Humphriesi*, mientras que el centro de Australia era entonces tierra firme. De la parte nororiental, oriental y austral de este continente se conocen reptilios, triásicos terrestres. En el sur existen además reptilios en el Liásico. Desde las Muloccas hasta Nueva Caledonia y Nueva Zelandia se encuentra con frecuencia Triásico marino y algo de Pérmico marino. Los depósitos de ambas formaciones han sido sedimentados en profundidades muy variables. En gran parte se trata de sedimentos costaneros. El Triásico de Nueva Caledonia, por ejemplo, ofrece todos los caracteres de su desarrollo en la Thetys. En Nueva Zelandia, donde el Triásico posee gran espesor, por haber sido depositado cerca de la costa, se encuentran en él también plantas terrestres. Los autores admiten la existencia de líneas costaneras y continuas. Según Boehm y Wanner y otros, el Jurásico marino del archipiélago malayo tiene un carácter francamente típico de la Thetys, es decir, se parece al del Himalaya y de Europa central. Con frecuencia se encuentran depósitos de mar poco profundo y arrecifes, es decir sedimentos de la vecindad de tierras firme. En la isla de Sula el Dogger descansa sobre esquistos cristalinos, en Timor, que posee en términos generales una serie jursáica completa, el Dogger está representado por yeso, es decir, por dépósitos de lagunas que se secaron. Desde Roti hasta Buru el Malm se presenta en facies uniforme de agua profunda, lo que ya había sido el caso en el Triásico. También en el noroeste de Nueva Guinea se encuentra Malm marino. En Nueva Caledonia se hallan en él mantos de carbón, pero también sedimentos marinos pertenecientes a sus pisos superiores. Mientras que en Australia ocurren *Sauropoda* jurásicos en depósitos terrestres, en Nueva Zelandia existen sedimentos marinos, cuya fauna tiene en parte un gran parecido con la del Himalaya y del archipiélago malayo, pero hasta ahora no se sabe mucho al respecto en lo que se refiere al detalle; probablemente faltan varios pisos.

Con el principio de la época cretácea empezó a retirarse el mar y nacieron extensas zonas continentales continuas. Al mismo tiempo es esta una época de orogenia. En Borneo empieza el Cretáceo marino con

(1) P. Marshall, *Oceania. Handb. d. regionalen Geologie,*, VII, 2, 1911.

J. Wanner, *Die Malayische Geosynklinale im Mesozoikum. Verh. Geol. Mijnbouwkund. Genotsch. v. Nederland en Kolonien. Geol.*, Ser. VIII, págs. 569-600, 1925.

O. Wilckens, *Stratigraphie u. Bau von Neukaledonien. Geol. Rundschau*, XVI, 2, 1915, pág. 128-142.

O. Wilckens, *Geologie von Neuseeland. Geol. Rundschau*, VII, 1917, pág. 143-161.

O. Wilckens, *Lahillia and some other fossils from the upper Senonian of New Zealand. Transact. New Zealand Inst.*, 55, 539-544, 1924.

P. Marshall, *New Zealand. Hand. d. regionalen Geologie*, VIII, 1, 1911.

el Cenomaniano. En Borneo occidental y central se forman pliegues y el Cenomaniano descansa sobre capas triásicas y jurásicas plegadas y sobre granodiorita intrusiva, ella ha matamorfoseado los depósitos del Malm por un lado, pero por el otro ocurre en forma de rodados en el conglomerado basal del Cenomaniano. La intrusión y la orogenia tuvieron lugar allí en el Cretáceo inferior. Los mismos acontecimientos se produjeron en Malacca, Banka y Billiton. También entre el Cenomaniano y el Turoniano se produjeron todavía algunas intrusiones. En Sumatra se encuentra en algunas partes Cretáceo inferior marino del carácter de facies de la Tethys y areniscas conglomerádicas calcáreas. En Celebes el Cretáceo marina empieza con el Cenomaniano, y en Java y Meitawei con los pisos de la parte intermedia de esta formación. El Cretáceo inferior es ausente de la sección noroccidental de Nueva Guinea.

Resulta entonces que el sudeste de Asia se prolongaba en el Crétaceo inferior hasta muy adentro de Melanesia, donde se manifiesta esta afinidad por la existencia de los mismos movimientos e intrusiones. Según parece, también Nueva Caledonia pertenece al mismo ambiente, porque allí el Crétaceo inferior y medio, compuesto por capas marinas muy arenosas contiene a menudo mantos de carbón, acompañados por capas con abundantes restos de plantas fósiles, especialmente hojas de dicotiledóneas. Es, pues, indudable que existían entonces en la cercanía grandes masas continentales. Efectivamente, toda la parte oriental de Australia ha sido tierra firme en el Cretáceo inferior y el centro de Australia lo ha sido ya en épocas anteriores. Únicamente con el Aptiano empiezan allí en muchos lugares algunas ingresiones marinas, pero no se trata de un fenómeno que se presenta en todas partes.

En Nueva Zelandia, el Crétaceo principia con conglomerados y mantos de carbón y este grupo de sedimentos descansa con discordancia sobre Jurásico y Triásico marino. En las islas de Chatham, situadas al este de Nueva Zelandia, el Cretáceo más superior descansa con discordancia sobre Jurásico y Triásico plegado sobre la serie de Maitai de Nueva Zelandia. Este fuerte diastrofismo que ha afectado allí, en la región Nueva Zelandiana, las capas jurásicas demuestra, que el ambiente del sudeste asiático se prolonga hasta aquí. Hace poco Woolnough a. David publicaron una conferencia en Nature, el 17 de abril de 1926, en la cual describen con detalle esta fase orogénica del centro de Australia. El punto de partida de estos autores está constituído por el conglomerado glacial cretáceo del interior de Australia. En la región de los lagos salados se encuentra tilita con bloques alóctonos, en algunos puntos se pudieron hallar en ella fosiles marinos que indican su edad mesocretácea. La tilita y las capas potentes que siguen y que son de gran espesor, de origen de agua dulce y contienen lignito, componen la llamada serie de Winton. Sobre ella descansa, en partes con discordancia, una serie de capas del

Terciario antiguo — las Eyrian Series, que contiene hasta hojas de *Eucalyptus*. La tilita es, según Whitehouse, de edad albiana. Existe, pues, una especie de concordancia o de similtud con los movimientos orogénicos de Nueva Zelandia, que, según se dice, tuvieron lugar al final del Neocomiano. El mismo movimiento que produjo en Nueva Zelandia el plegamiento, produjo también en Australia un ascenso epirogénico de modo que pudo establecerse allí una glaciación. En el interior se formó entonces un gran lago de agua dulce y únicamente en algunas zonas marginales se encuentran todavía fósiles albianos. Sedimentos de Cretáceo superior marino son casi desconocidos en Australia.

En el continente antártico existía entonces, como mucho antes ya, tierra firme; pero no conocemos nada al respecto de movimientos tectónicos del Cretáceo inferior. Únicamente en su región marginal cordillerana se conocen efusiones porfíricas como en los Andes sudamericanos. Es muy digno de mención que en el Cretáceo inferior de Nueva Caledonia se encuentran los géneros de amonitas llamados «boreales», *Virgatites* y *Holcostephanus* (según Kilian y Piroutet), lo mismo como en la costa occidental de Sud América. Además se encuentran también *Aucellas* en el Jurásico superior de Nueva Zelandia; *Aulacosphinctes* y *Virgatosphinctes* del Jurásico más superior de la Argentina recuerdan especialmente a la India (V. Uhlig), es decir, elementos faunísticos de la Thetys alcanzan Sud América desde el oeste. C. Burckardt (*Palaeontogr*, 50, 1903, pág. 128, 136) admite la existencia de un continente sud-pacífico al oeste de la línea Bolivia-Patagonia central, y se basa sobre la disminución del grosor del grano de los sedimentos suprajurásicos de oeste a este. Además sabemos por Groeber, que la costa oriental del mar del Dogger pasó aproximadamente por la misma región. En cuanto a las capas del Cretáceo basal (Berriasiano) de la Argentina austral puede decirse que están en relación íntima con la fauna del Himalaya, a juzgar por la presencia del género *Kossmatia* y de otros amonitas, mientras que en las partes más superiores del Cretáceo inferior preponderan formas mediterráneas (según Uhlig) mezcladas con especies endémicas o locales. Por el otro lado existen, según Groeber, muchas afinidades extraordinarias con la fauna de Uitenhage del sudeste del África, cuya inmigración podría haberse producido desde el sudeste.

Con el Cretáceo superior empieza un cambio en el estado de cosas. En toda la región malaya se produjo en el Cenomaniano una gran trangresión, mientras que en Malacca, Banka y Billiton no se sedimentó nunca Cretáceo superior alguno. En Borneo se encuentran sedimentos supracretáceos de aguas poco profundas y costaneros con *Nerineas*, pero también, y con gran propagación, areniscas y depósitos lagunares con muloscos de agua dulce y salobre, y con hojas de árboles y de gramíneas, que son, sin embargo, un tanto raras. En el archipiélago malayo se encuentra

en el Cenomaniano a menudo arcilla roja de las profundidades oceánicas, mientras que en el Turoniano y Senomiano el mar pierde en profundidad. En las islas de Seran y Buru es especialmente frecuente el material terrígeno en los sedimentos del Cretáceo superior. Hacia el final de este período esta región fué puesta en seco, porque la caliza con *Numulithes* y *Alveolinas* del Terciario antiguo de Buru contiene rodados de la caliza con *foraminíferas* del Cretáceo superior. El mar de Borneo y el de Sumatra deben haber estado separados en esta época por una masa continental, porque el desarrollo de sus sedimentos es muy diferente en ambas regiones. En Java y Sumatra existe una gran discordancia tectónica entre el Cretáceo y el Terciario. En Sumatra el período principal de plegamiento pertenece al Cretáceo y está acompañado por intrusiones. También en Java se ha observado este plegamiento supracretáceo, como también en Celebes. En Nueva Guinea ha sido constatado un plegamiento pre-eoceno, que es probablemente del Mesozoico joven; allí ocurren también intrusiones de granito y de diabasa. En algunas partes del sur de Nueva Guinea, capas terciarias descansarían, según se dice, sobre capas jurásicas, de modo que esta región hubiera sido también tierra firme en el Cretáceo. También en Nueva Caledonia el Cretáceo es una época de movimientos tectónicos; en su costa oriental se encuentran sedimentos del Senoniano superior que tienen unos 1000 metros de espesor y que constan de arcillas esquistosas y de areniscas con conglomerados; ellos descansan directamente sobre el Triásico. En estas regiones se ha mantenido entonces la tierra firme por mucho tiempo y los sedimentos existentes en ella son costaneros. En otras regiones de Nueva Caledonia, el Senoniano superior con *Kossmaticeras* tiene el mismo desarrollo como en Nueva Zelandia y en la Tierra de Graham. Esta fauna está ligada íntimamente con la de la India. En Nueva Zelandia, el Cretáceo más superior descansa con discordancia y en transgresión sobre otras capas plegadas en el Cretáceo. Según Wilckens, las capas de Anuri o de Waipara son en su mayor parte suprasenonianas. En ellas se encuentra no sólo *Kossmaticeras,* sino también formas muy cercanas a las de las capas de Quiriquina, que son de la misma edad y que se encuentran en el sur de Chile; además contienen el género *Lahillia*, como el Senoniano superior de Sud América y de Antártida. Los sedimentos son en parte glauconíticos y contienen, como en Chile, también *Plesiosaurios*. Estos sedimentos se encuentran unicamente en la costa oriental de Nueva Zelandia y faltan totalmente en su costa occidental, donde existía entonces tierra firme. En la península del noroeste, estos sedimentos se encuentran también, pero contienen además los grandes yacimientos de carbón de Whangarei. El Terciario antiguo descansa en la costa oriental de Nueva Zelandia, ya sea sobre estas capas de Waipara, ya sea sobre complejos más antiguos. Se compone de conglomerados, arcillas esquistosas, areniscas, y de mantos

de carbón y es de gran espesor. Se denominan con «capas de Oamaru». La posición de estas capas es siempre transgresiva, pero no siempre discordante. Un hiatus estratigráfico separa entonces Cretáceo y Terciario, lo que significa que la región ha sido puesta en seco en el intervalo. Es este el mismo hiatus que se encuentra también en todas partes de la Patagonia. De igual modo, como se encuentra un *Zeuglodon* en la isla Seymour y en la formación patagónica, se halla también en el Terciario antiguo de Nueva Zelandia un animal de la misma familia *(Kokenodon)*, lo que nos indica la existencia de líneas costaneras contínuas.

Consideraciones biogeográficas. — Para nuestro problema son de mucha importancia las consideraciones biogeográficas tales como las de Arldt en su obra *Entwicklung der Kontinente.* Debe tomarse en cuenta ante todo la población faunística actual como punto de partida y luego se podrá jazgar también a la terciaria.

La fauna de Australia y de Sud América tiene muchos rasgos comunes. Los *Marsupiales* sudamericanos son todos *Polyprotontidae*, algunas familias son netamente sudamericanas, como las *Microbiotheridae* y las *Borhyaenidae*, otras pertenecen a las *Dasyuridae*, actualmente puramente australianas como *Prothylacinus, Amphiproviverra, Peratherentes, Protoproviverra.* Esta coincidencia puede ser explicada únicamente con la admisión de una comunicación directa. En Norte América faltan los *Dasyuridae.* En Sud América existen también parientes de los *Diprotodontios* australianos, que coinciden por su dentadura notablemente con el género *Dromicia* de las *Phalangeridae*, mientras que el cráneo es más parecido al de las *Peramelidas polyprotodontias.* Son estos animales de tipo mixto, de los cuales se han desarrollado posteriormente varias ramas. Su descendiente es, por ejemplo, *Caenolestes* de la cuenca ecuatoriana del Amazonas superior. La patria de los *Marsupiales* especializados es Sud América, donde se encuentran susrepresentantes más antiguos. En Sud América principió la división en *Diprotodontios* y en *Poliprotodontios.* Representantes de ambos grupos llegaron hasta Australia, pero no a Nueva Zelandia, porque allí no se encuentran, lo mismo que las *Monotremas.* Pero no es probable que el puente entre Sud América y Australia se haya mantenido por mucho tiempo. Recién en Australia se produce una especialización avanzada de estas formas. Según Wallace, Australia estaba dividida entonces en dos mitades, una oriental y otra occidental por un mar que había penetrado desde el Sur, sólo al extremo oeste llegaron los *Marsupiales* por primera vez. La parte oriental estaba entonces aún unida a Nueva Zelandia, Australia occidental en cambio con Nueva Guinea. Se supone que haya existido una comunicación de esta zona hacia el este con Sud América. Además la patria de los *Monotremos* es la parte oriental de Australia y Nueva Guinea que debe haber estado en comunicación con las dos mitades de

Australia, mientras que la separación entraba desde el sur. Si las capas santacruceanas de la Patagonia contuvieron realmente los precursores de la fauna australiana, entonces debe haber existido en el Terciario intermedio esta comunicación para que la migración haya sido posible. En el Terciario superior, Australia y Nueva Guinea son la zona desde la cual se produce la radiación de los *Marsupialios*. También desde la India o del sudeste de Asia llegaron a veces ocasionalmente algunos animales a la Australia. Se encuentra por ejemplo, *Canis* en Siwalik Hills y el *Dingo* fósil con *Diprotodon* en Australia. Desde la India avanzó además el chancho hasta Nueva Guinea, pero no hasta Australia. Los *Monotremos* y *Allotheria* deben haber inmigrado desde el sudeste de Asia ya en tiempo anterior al Terciario. Los *Allotheria* han de haber pasado desde allí a Sud América, que fué para ellos un nuevo centro de desarrollo.

En las capas de Entre Ríos de Sud América aparecen por primera vez los osos verdaderos, que se instalan en Norte América recién en tiempo posterior al Terciario. Su presencia es explicable únicamente por la admisión de un puente de unión con Asia, porque Norte y Sud América se unieron recién en el tiempo de la «formación araucana», es decir hacia el final del Terciario, cuando inmigraron desde el norte las *Felidae* y desde el sur las *Edentadae* que penetraron en América Central y la parte sur de Norte América (Antillas, Texas y California.)

Dignas de mención especial son las *Sirenas*, que pueden propagarse únicamente a lo largo de costas continuas. En el Plioceno aparece en Australia *Chenozoon*, que es íntimamente ligado a *(Ribodon* y *Antaodon* =) *Manatus* sudamericano, de la misma época.

Entre los pájaros ofrecen particular interés las *Drepanididae* (una familia de los gorriones); ellas son endémicas en Hawai; su diferenciación avanzada indica, según Wallace, que en su tiempo tuvieron a disposición una gran masa de tierra situada dentro del océano Pacífico. El mismo autor aporta una serie de datos, según los cuales han de haber venido del este. Las familias antiguas de los papagallos son comunes en Sud América y Polinesia. En cambio las *Ratitas* se formaron en Sud América, África y Australia en centros distintos separadamente, a pesar de que las *Struthionidae* por un lado y las *Dromaeidae* por el otro avanzaron hasta los Siwaliks.

Varias serpientes sudamericanas tienen parientes cercanos en la región australiana y en la India, como por ejemplo las *Typhlopidae* y entre las *Calamariidae* el género *Rhabdosoma*. Las *Oligodontidae* se encuentran únicamente en la India y en Sud América, las *Pythonidae* y las *Elapidae* en Melanesia y Sud América. Lo mismo observamos en cuanto a numerosos lagartos. Entre las tortugas se comportan de igual modo *Platemis* y *Miolania*.

Muchas plantas son comunes a Sud América y la región australiana. Las formas notables de las *Protaceas* y *Myrtaceas* se encuentran en Nueva Zelandia y en Chile. Hayas (*Notofagus*) se encuentran ya en el Cretáceo australiano, luego en la Antártida, en el Terciario inferior y sus parientes son especialmente característicos para Sud América. Sud América y Queensland son la patria de las *Araucarias*.

C. — RESULTADOS

Hemos visto que las múltiples relaciones y concordancias de la fauna y flora sudamericana, de las cuales mencionado únicamente unas pocas, señalan una unión estrecha especialmente con regiones situadas al oeste. No pueden explicarse sino con la existencia de una comunicación por tierra firme. En un párrafo precedente he tratado de comprobarla especialmente para el Cretáceo a base de argumentos geológicos.

He expuesto que la tierra firme alcanzó en el Mesozoico antiguo desde el sudeste de Asia de tiempo en tiempo muy lejos hacia el sudeste y que un complejo de grandes islas separados por canales marinos de variada y variable profundidad formó un puente de comunicación, a veces completamente cerrado o continuo hasta Nueva Zelandia. Su sección oriental poseía comunicaciones buenas especialmente en el Cretáceo superior y la sección occidental en épocas anteriores. Razones zoogeográficas hacen probable la existencia de costas cumunes y continuas entre Nueva Zelandia y la Antártida en el Cretáceo más superior y en el Terciario más antiguo. A esta manera de ver no pueden tampoco oponerse razones geológicas. Allí donde falta la continuidad actualmente, ha habido descensos tectónicos en el ínterim. Además, razones zoogeográficas hacen muy probable que existía en el Cretáceo superior y el Terciario más antiguo un puente entre Nueva Guinea, Samoa y las islas Paumotu hasta el centro o el sur de Sud América (al norte de Quiriquina); este puente puede haber sido continuo y compuesto por una cadena cerrada de islas grandes. Es probable además que hayan existido comunicaciones más o menos viables desde Nuena Guinea hasta Australia y Nueva Zelandia. No es necesario suponer que todo este trecho grande haya sido franqueable en una sola épóca y en toda su extensión. Es posible que la propagación de la fauna entre Asia y Sud América se haya producido en etapas durante el Cretáceo (1). Para algunas especies especialmente movibles, aun interrupciones regulares de la tierra firme, no pudieron ofre-

(1) Ya en el Jurásico superior debe haber existido una pequeña sección de esta tierra en la actual costa occidental de Sud América.

cer un serio obstáculo para su migración. El camino desde Sud América hacia el oeste y hasta el este de Asia no ha de haber sido íntegramente franqueable en esta época, sino únicamente hasta su mitad. Es probable que en este tiempo la región ampliada de las islas Sandwich estaba en combinación con Norte América. (Las razones para ello han sido indicados arriba). A más tardar en el Terciario medio, pero tampoco mucho antes, debe haberse hundido la parte del gran puente Cretáceo entre Samoa y Tahiti. La parte oriental, entre Tahiti y Sud América, forma aun hoy un zócalo submarino, aunque situado en gran profundidad. Sud América y la Antártida se encontraron en comunicación todavía en el Terciario durante algún tiempo. Hasta esta época o hasta el Mesozoico superior el continente antártico hizo posible las comunicaciones con África. Norte y Sud América estaban separadas, únicamente en el Terciario superior se estableció una primera relación pasajera que se instaló nuevamente más tarde.

La admisión de grandes archipiélagos y de puentes de tierra firme en el océano Pacífico austral durante el Mesozóico y el Terciario más antiguo no está en oposición con el hecho bien establecido que este océano es el más antiguo y que ha existido siempre. Se debe tener presente únicamente el hecho de la existencia del archipiélago malayo y de la región australiana. Una prolongación de ella hacia el este y la existencia de comunicaciones más íntimas aunque pasajeras no alteran mayormente el cuadro general que ofrece esta cuenca oceánica. Efectivamente se mantienen hasta hoy dentro de ella las altas lomas de las cadenas de las islas de la Polinesia. La variabilidad grande y rápida de la altura es bien conocida y se expresa en las calizas y los arrecifes de corales, terrazadas de las islas de la Polinesia y en las fosas profundas.

A base de estas suposiciones resulta fácil explicar la presencia de elementos faunísticos centro-europeos e índicos en los sedimentos marinos del Jurásico y del Cretáceo de la Antártida y de los Andes, y además la procedencia de la fauna continental de la Patagonia. Las *Titanosauridae* de Madagascar y de la India migraron inmediatamente después del principio del Cretáceo superior o acaso algo antes por el Asia oriental y Melanesia hacia el este y pudieron absolver la segunda etapa hasta Sud América en el Cretaceo superior. Una forma de esta familia llegó desde Sud América hasta New México por un puente efímero situado acaso en Colombia o el oeste de la América Central, o es posible tambien que pasó desde el Asia por un puente del Pacífico boreal como forma aislada y separada de la masa principal de la fauna. Junto con las *Titanosauridae* llegaron tambien del Asia, acaso desde la Mongolia, las *Ornithomimidae* y las *Dinodontidae*. Lo mismo es posible para las *Ceratopsidae* y *Acanthopholidae*. Los primeros llegaron también desde el este

del Asia hasta Norte América pero por vía Alaska. Es muy inseguro, si las *Notosuchidae* inmigraron por el mismo camino. Aunque sería posible, debo expresar mis dudas, porque su dispersión ha de haber sido menos rápida por tratarse de animales puramente continentales. Creo entonces más bien, que llegaron ya en época temprana en el Mesozóico intermedio desde el África pasando por la Antártida. Si hubieron venido desde el Asia, deberían haberse propagado por sobre todo este continente y en este caso deberian haberse encontrado alguna vez restos de estos animales. Pero en Norte América se presentan ya en épocas anteriores; pueden haber llegado hasta allí, sea por vía de Europa o más bien desde el este del Asia. *Miolania* regresó desde Sud América donde se formó, todavía en el Terciario por sobre el puente del Pacífico austral y llegó de este modo hasta la isla de Lord Howe.

Nuestras suposiciones permiten comprender no sólo la aparición y la composición de la fauna continental supracretácea sudamericana, sino tambien la fauna curiosa de vertebrados eogena o neogena de la Patagonia y su relación con Norte América.

Desde el este de Asia llegaron por sobre el puente sub-pacífico en el Cretáceo superior y acaso todavía en el Terciario más antiguo, mamíferos primitivos, no sólo *Allotheria*, sino también más tarde algunos grupos más desarrollados, de los cuales han de haber sucumbido muchos en Polinesia, cuando se destruyó el puente. En Sud América pudieron desarrollarse libremente e independientemente y, cuando este puente se deshizo y cuando su remigración ya era dificultosa, poseyeron ya su sello particular. En vista de que Matthew encontró recientemente rastros de la existencia de *Notungulados* en el Terciario antiguo de la Mongolia *(Américc. Mus. Novitates,* nº 189, oct. 1925, *Palaeostolyps,* una *Arctostylopida*), es muy probable que los primeros precursores de los *Notungulados* sudamericanos hayan llegado desde el Asia, lo mismo como los *Marsupiales,* aunque ninguno de estos dos grupos tuvo en el país de su origen descendientes de una propagación mayor. Y a pesar de que Matthew *(Arctostylops Steini, Bull. Américc. Mus. Nat. Hist.*, 34, 1915, págs. 429-433) indica que han sido encontrado formas parecidas y aisladas en Norte América, esto no quiere decir que haya existido una comunicación entre Sud y Norte América en este tiempo, porque es perfectamente factible que estas formas pueden haber llegado como las demás desde el Asia por el camino sobre Alaska; pero se asfixiaron, por decir así, entre la fauna abundante y variable de los demás mamíferos de aquella región. Especialmente han de haber sido los carniceros, ausentes en Sud América, que los habrán hecho desaparecer bien pronto.

Las líneas precedentes habrán logrado hacer aparecer como probable que la fauna de vertebrados del Cretáceo superior de Sud América no

inmigró ni de Norte América, ni directamente del África, sino desde el sudeste del Asia. Al mismo tiempo esta suposición explica satisfactoriamente algunos otros fenómenos y rasgos particulares de la fauna Sudamericana.

Los dos problemas tratados en este trabajo representan dos capítulos importantes e interesantes de la historia de la tierra y de sus organismos.

SOBRE LAS RELACIONES GEOLÓGICAS

ENTRE

LA PUNA Y LA CORDILLERA PRINCIPAL O CORDILLERA DE LOS ANDES

Por J. KEIDEL

La Puna es una de aquellas partes de los Andes de la Argentina y de Chile que aun se conocen muy poco en el sentido geológico. Importaría, sin embargo, mucho poder apreciar lo que significa este complejo de estructuras dentro del sistema andino. La Puna se levanta, como masa de montaña compacta, a alturas promediales de más de 3000 metros sobre el nivel del mar. En su esquina sudoeste termina desde el sur la divisoria de aguas interoceánica, formada en un trecho muy largo por la cordillera principal.

El macizo elevado de la Puna es una región caracterizada por sistemas de drenaje centrípetos. Se revela esto, a primera vista, por la presencia de grandes cuencas sin desagüe, los salares. Pero, el hecho de que la Puna ha llegado a mantenerse como área hidrográfica independiente, dentro de las pendientes oceánicas, no se explica exclusivamente por lo exiguo de las precipitaciones en el desierto de clima frío que representa, sino es también, hasta cierto grado, rasgo heredado de un largo desarrollo geológico. Se considera, conmúnmente, a la Puna como parte de montaña que continúa la altiplanicie boliviana hacia el sur. De acuerdo con esto, se la acepta como masa insertada entre la cordillera oriental (cordillera real de Bolivia) integrada esencialmente por sedimentos paleozoicos, y la cordillera occidental o cordillera de los Andes, compuesta ante todo por rocas eruptivas y sedimentos de fecha mesozoica.

Suess, al hablar de los Andes del Perú y de Bolivia y del contraste que existe, en estas latitudes, entre la constitución de los flancos de la gran montaña, aprecia la presencia de los estratos paleozoicos que recubren gran parte de la masa de Brasilia, como carácter distintivo de la cordillera oriental y de la antiplanicie del Perú y Bolivia (1). Estas dos

(1) E. Suess, *Das Antlitz der Erde,* III_2, 533, Wien u. Leipzig, 1909.

partes esenciales de los Andes que se extienden hasta en la Argentina, las considera como estructuras agregadas, a consecuencia de plegamientos cenozoicos, a la estructura de las rocas y sedimentos mesozoicos que constituyen la cordillera de los Andes. Steinmann acepta este criterio que se funda en una diferencia notable de desarrollo geológico (1). Según él, la cordillera occidental estaría caracterizada por una serie completa, relativamente, de sedimentos mesozoicos, depositados, desde el Triásico hasta el Cretáceo superior, en el llamado geosinclinal andino. En cambio, esta serie faltaría casi por completo en la altiplanicie y la cordillera oriental. Steinmann comprende, bajo la denominación de Brasilandes, todo el complejo de la cordillera oriental y altiplanicie del Perú y de Bolivia y, lo mismo, los cordones de montañas que continúan estas partes de los Andes hacia el sur, en el territorio argentino. El límite entre Brasilandes y la cordillera principal estaría señalado, al lado de la altiplanicie boliviana y de la Puna, aproximadamente, por una línea que corre del volcán Sajama, por el oeste de la cuenca de San Pedro de Atacama (Puna de Atacama) a Maricunga. De esta manera, la Puna, en casi toda su extensión, formaría parte de los Brasilandes.

La faja de terreno que ha sido, en tiempos mesozoicos, una zona de enormes erupciones volcánicas y la cuenca de acumulación de los sedimentos jurásicos y cretáceos coincide actualmente, en gran parte, con los cordones de montañas de la cordillera principal. Por su constitución uniforme y por ser una faja de dislocaciones cenozoicas, la cordillera de los Andes aparece como una unidad geológica bien definida.

Hay, sin embargo, una cierta confusión al identificar el geosinclinal andino con la cordillera principal. Los sedimentos marinos depositados a consecuencia de las diversas transgresiones del Triásico, Jurásico y Cretáceo, se extienden sobre áreas más grandes que la zona ocupada por la cordillera de los Andes. Remanentes de algunos grupos de estos sedimentos se encuentran, es verdad, muy esparcidos, delante de la base occidental de la montaña. En algunos casos recubren hasta las rocas antiguas, mayormente cristalinas, de la cordillera de la costa de Chile; y también entran en una estructura de fecha jurásica que compone una parte de esta cordillera. En el lado oriental de los Andes avanzan aún más hacia afuera, alejándose de la montaña, propiamente dicha. En la gobernación del Neuquen donde tienen bastante espesor, se acercan a la masa patagónica, y en Patagonia misma, especialmente en la porción austral, una zona de hundimiento, rellenada por sedimentos mesozoicos que, quizá, podría llamarse geosinclinal, acompaña a la base oriental de la cordillera. Pero el hecho que más importa, para nuestro fin, es el

(1) G. Steinmann, *Umfang, Beziehungen and Besonderheiten der andinen Geosynklinale*, en *Geologische Rundschau*, XIV, 70, Berlin, 1923.

avance de algunas transgresiones mesozoicas, hacia el este, hasta en el mismo flanco occidental de la Puna. Los puntos más orientales de esta región donde se han encontrado fósiles marinos, están repartidos sobre un trayecto largo, a ambos lados de los 69 grados de longitud oeste de Greenwich. Los afloramientos, de los cuales algunos se conocen desde hace muchos años (1) participan ya en la contitución de la parte encumbrada del flanco occidental ; como, por ejemplo, cerca del volcán Llullaillaco y al oeste de la laguna Maricunga. Capas marinas del Jurásico se extienden aquí casi hasta aquel meridiano que, mucho más al sur, pasa por la parte oriental de la gobernación del Neuquen donde los sondeos, efectuados en busca del petróleo, han comprobado la presencia de capas marinas del Jurástico y Cretáceo en el profundo subsuelo. En la cumbre del flanco occidental de la Puna, sólo las formas volcánicas modernas, sobrepuestas al basamento elevado de estratos mesozoicos, se levantan a las altitudes muy grandes de esta región.

El mapa geológico de Brackebusch (2) puede servir para apreciar el avance de las transgresiones mesozoicas hacia el naciente. En este mapa, el grupo de elevaciones más altas, de origen volcánico, es llamado cordillera de Domeyko. Sus lavas y tobas ocultan el subsuelo integrado por los estratos mesozoicos. Aun si nos referimos tan sólo a los afloramientos de capas marinas descubiertos del lado occidental de la cordillera Domeyko, y cuyos fósiles fueron descriptos, nos encontramos sobre meridianos que, más al sur, pasan por la precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza. El carácter del relieve volcánico de la cordillera Domeyko y de los grupos de formas volcánicas sobrepuestas, más al norte, al borde elevado de la Puna, difiere del todo del relieve montuoso de la cordillera principal; verbigracia en el trecho que se extiende, paralelo a la precordillera, entre los 30 y 33 grados de latitud sur.

Es cierto que, bastante más al norte y más al poniente, el borde de la altiplanicie de Bolivia se presenta más pronunciado que en las latitudes del territorrio de los Andes. Hasta más allá de los 18 grados de latitud sur, donde el rumbo de todo el sistema andino cambia al noroeste, hay todavía muchos volcanes. En esta parte, Douglas ha examinado un corte de conjunto transversal de la montaña (3). La cordillera principal presenta aquí, en cuanto a su constitución y estructura, caracteres parecidos a los que se observan en varias secciones de la cordillera principal de la

(1) R. A. Philippi, *Reise durch die Wueste Atacama,* Halle, 1860.

(2) L. Brackebusch, *Mapa geológico del interior de la República Argentina,* Gotha, 1891.

(3) J. A. Douglas, *Geological sections through the Andes of Peru and Bolivia. I. From the coast at Arica in the north of Chile to la Paz and the Bolivian « Yungas », en Quarterly Journal Geol. Soc.,* LXX, London, 1914.

Argentina y de Chile. No obstante esto, la cordillera occidental al lado de la bahía de Arica, no es exactamente una sección homóloga a la cordillera principal del oeste de la Argentina; y mucho menos lo es el borde occidental de la Puna, cubierto extensamente por volcanes. El concepto de la cordillera occidental es, esencialmente, un concepto geográfico; en cambio, el del geosinclinal andino se funda, sobre todo, en consideraciones geológicas. Si tomamos, como ejemplo de coincidencia completa: de geosinclinal y de montaña, la sección de la cordillera principal que se extiende desde el paralelo del paso del Espinacito hasta el paralelo del río Diamante, la cordillera occidental de la Puna y de la altiplanicie de Bolivia son cosas bastante diferentes.

Ante todo, no hay continuación directa de esta parte de los Andes en la cordillera principal, situada unos 10 grados más al sur. La alta cordillera de las provincias de San Juan y Mendoza y las contiguas elevaciones en Chile, se dividen en tres zonas aproximadamente paralelas: una zona de rocas preferentemente porfiríticas que constituyen el flanco occidental, la zona central compuesta por los sedimentos mesozoicos, y una zona de rocas porfiríticas-porfíricas que forman el flanco oriental. De esta manera, el geosinclinal andino parece presentarse bien limitado y encerrado entre dos complejos de cordones de montañas de rocas volcánicas. Pero, mientras que las rocas porfiríticas de la zona occidental son, en lo principal, de fecha jurásica y cretácea, las de la zona oriental son ante todo, de edad triásica. No se trata, sin embargo, de zonas del todo separadas, la una de la otra; por cuanto las rocas de la zona oriental se extienden debajo de los sedimentos de la zona central y llegan a confundirse con las de la zona occidental, en el basamento de ésta. Por el otro lado, las rocas de la zona occidental se extienden, parcialmente, en la zona de sedimentos; y esto sucede cada vez más, a medida que nos acercamos, yendo al norte, a aquella sección de la cordillera donde se pierde la claridad de la división en tres zonas.

Entre los 30 y 31 grados de latitud sur la zona central, de los sedimentos marinos, pasa gradualmente a la pendiente pacífica de los Andes. Los afloramientos más septentrionales de capas fosilíferas del Jurásico que aún se conocen dentro de la cordillera, son las del macizo del cerro Mercedario y de las Invernadas de Donoso (1). Nos encontramos aquí casi en el paralelo de Illapel donde, en la base occidental de los Andes, se halla entre otras formas el *Stomechinus andinus* Phil., de la parte superior del Jurásico medio, que es frecuente, lo mismo, en los afloramientos de las Invernadas de Donoso y se encuentra en algunas otras localidades de la pendiente pacífica, hasta Caracoles. En las latitudes donde la

(1) F. Kühn, *Estudios geográficos en las altas cordilleras de San Juan. Bol. Dirección General de Minas*, etc., serie B. (Geología) nº 8, Buenos Aires, 1914.

zona central, la de los sedimentos, pasa al flanco occidental de los Andes, comienza a extenderse, cada vez más, el área de las capas jurásicas y cretáceas del norte de Chile; precisamente las capas que señalan transgresiones hasta en la región que hoy ocupa la masa elevada de la Puna. Importa recordar aquí que las capas jurásicas de las Invernadas de Donoso se encuentran en 70°15′, longitud oeste; esto es un grado más al poniente que las capas fosilíferas del Caloviense al oeste y hasta en el mismo basamento de la cordillera de Domeyko.

La extensión de las capas marinas del Jurásico no es el único cambio que se observa en esta parte de la cordillera. A medida que se ensancha el área de las transgresiones mesozoicas, aumenta el número de camadas de rocas profiríticas y de tobas derivadas de ellas que alternan, principalmente, con los sedimentos marinos del Jurásico medio. En estas comarcas de la pendiente pacífica de los Andes, las grandes masas de rocas porfiríticas que, aun en el paralelo del Aconcagua, constituyen toda la zona occidental de la montaña, están más repartidas en diversos niveles de la serie jurásica. A partir de la provincia de Coquimbo, hacia el norte, la zona occidental, de rocas porfiríticas, pierde su importancia orográfica. Ya en el sud de la provincia de Atacama, cerca de Vallenar, las capas jurásicas, bastante plegadas, forman el borde de la montaña hasta el valle longitudinal (1). Las dislocaciones son del mismo tipo hasta en la parte central de la provincia de Atacama donde se las conoce, ante todo, en los cortes de los valles transversales que convergen hacia Copiapó. En la Ternera asoman estratos plegados del Rético, debajo de capas de una transgresión del Liásico inferior (2); y la misma estructura de plegamiento moderno parece extenderse hasta en la orla occidental de la Puna (3). Cerca de Caracoles, situado ya más allá del trópico, el plegamiento de las capas marinas del Jurásico medio y superior es débil (4). Porfiritas, sus tobas y tufitas, se presentan aquí en la base y en el techo de los sedimentos jurásicos. Participan en alto grado en la constitución de los acantilados del Morro de Arica, como en los acantilados de la costa mas al sur. Se observa lo mismo al este de Arica, en la cordillera que limita la altiplanicie boliviana en el lado pacífico. En los cortes transversales

(1) J. Felsch, *Sociedad de grafito y cobre de Vallenar*, Santiago de Chile, 1920.

(2) J. Brueggen, *Informe sobre el carbón de la Ternera (Copiapó)*, en *Publicaciones del Servicio Jeolójico*, n° 1, Santiago de Chile, 1918.

(3) Philippi, *loc. cit.*; L. Darapsky, *Das Departement Taltal* (Chile), *seine Bodenbildungen und Schätze*, Berlin, 1900; L. Sundt, *Estudios jeolójicos i topográficos del Desierto i Puna de Atacama*, I, perfiles, Santiago de Chile, 1909.

(4) G. Steinmann, en *Beiträge zur Kenntnis des Bathonien und Callovien in Südamrika* de E. Stehn; *Neues Jahrbuch f. Mineralogie*, etc., Beil.-Bd. XLIX, Stuttgart, 1923.

de esta cordillera, publicados por Forbes (1) y Douglas, la disposición tectónica de los sedimentos y porfiritas jurásicas aparece sencilla. Se puede considerar esta estructura como el borde encorvado y levantado de la misma serie de sedimentos y rocas eruptivas, alternantes, que se extiende por las partes bajas de las provincias de Tacna, Tarapacá y Antofagasta. La cordillera que se levanta al oeste de la altiplanicie boliviana no es, lo repito, una parte homóloga a la zona occidental, de porfiritas jurásicas y cretáceas, que comienza a destacarse en la provincia de Coquimbo, forma por un largo trecho el flanco occidental de los Andes y pasa, finalmente, en el sur de la provincia de Mendoza y la gobernación del Neuquen, en la Argentina, a la pendiente atlántica de la montaña.

Se confirma esta manera de ver las cosas, al examinar el comportamiento de la zona oriental de porfiritas y pórfidos, de edad triásica. El rumbo de los sedimentos jurásicos del cerro Mercedario y de las Invernadas de Donoso, en San Juan, se desvía ya sensiblemente del meridiano del cerro Aconcagua hacia el oeste. Lo mismo sucede con la zona oriental de porfiritas y pórfidos. Sus camadas, poco inclinadas al oeste, suben a ambos lados del río Mendoza a más de 5000 metros de altura: en el macizo del cerro de Plata en el lado derecho, y en la cordillera del Tigre, al lado izquierdo del río. Aquí, ante todo, es posible apreciar su gran espesor. En esta serie de rocas eruptivas se asientan, más al oeste, los sedimentos mesozoicos tan fuertemente dislocados en el corte transversal del cerro Aconcagua (2). Las porfiritas y pórfidos triásicos, sus brechas, aglomerados y tobas, se extienden en el lado occidental de las cuencas intermontañosas de Uspallata, Calingasta e Iglesia, frente a la precordillera de Mendoza y San Juan. Pero, a medida que las seguimos al norte, se retiran paulatinamente al interior de la cordillera principal. A partir del río Castaño, en 31 grados de latitud sur, en los cordones de montañas orientales de la cordillera, asoma cada vez más la estructura pérmica de la precordillera que constituye el basamento de las rocas y sedimentos mesozoicos. En estas elevaciones que Brackebusch ha llamado « cordillera oriental » (3), los sedimentos paleozoicos del basamento, penetrados por granito, se presentan hasta en alturas de 5000 metros ; verbigracia, en la cordillern de Colangüil. La zona de las porfiritas y

(1) D. Forbes, *On the geology of Bolivia and Southern Peru*, en *Quart. Journal Geol. Soc.*, XVII, London, 1861.

(2) W. Schiller, *La alta cordillera de San Juan y Mendoza y parte de la provincia de San Juan*, en *Anales d. Minist. de Agricultura*, sección Geología, etc., VII, nº 5, Buenos Aires, 1912.

(3) L. Brackebusch, *Die Kordillerenpaesse zwischen der argentinischen Republik und Chile, vom 22°-35° s. Br.*, en *Zeitschrift d. Gesellsch. für Erdkunde*, XXVI, Berlín, 1892.

pórfidos del triásico, aquí más dislocados que en el río Mendoza, pasa al flanco occidental de las elevaciones aludidas; y en el surco longitudinal del valle del Cura entra en la parte central de la montaña. Más al norte se extiende a la pendiente pacífica, aproximadamente en el paralelo 28° 30′. Desde aquí desaparece debajo de la serie de porfiritas y sedimentos mesozoicos que, en la provincia de Atacama, llegan a extenderse al este, hasta en la Puna.

En su prolongación septentrional llegamos a los afloramientos jurásicos de los valles que atraviesan la pendiente de los Andes en dirección a Copiapó. Aquí, al naciente de los 70° de longitud oeste, hay pórfidos más antiguos que la serie jurásica. Conglomerados constituídos, en gran parte, por cantos rodados de pórfido integran la porción basal de los estratos réticos de la Ternera. Los pórfidos cuarcíferos, más antiguos que las capas jurásicas, se los conoce en el primer codo del río Jorquera, cerca de La Guardia (1). Casi en la misma zona, más al norte, están expuestos los conglomerados de pórfido del Rético en la cordillera de la Ternera. Es, por lo tanto, probable que los pórfidos del triásico que se extienden por un trecho tan largo en el flanco oriental de los Andes argentinos, continúan aún en el lado pacífico, hasta en las latitudes de la Puna. También en el sur, en la cordillera de Mendoza y hasta en la de la gobernación del Neuquen, las porfiritas y pórfidos del Triásico integran, según hemos visto, el basamento de la serie de los sedimentos mesozoicos (2).

El supuesto geosinclinal andino aparecería aquí lo más netamente limitado. Pero, este no es el único carácter que diferencia esta parte de la cordillera del área de las transgresiones mesozoicas en las provincias de Coquimbo y Atacama. En la zona central de la cordillera de Mendoza y Neuquen, las porfiritas faltan o son muy escasas a partir del Liásico; a lo menos dentro de la serie de los sedimentos marinos. Sólo en algunos grupos de estratos que señalan períodos de regresiones, se encuentran depósitos derivados, probablemente, de las porfiritas de la zona occidental. El ejemplo mejor conocido lo ofrecen los conglomerados, tobas y tufitas de gran espesor que, juntamente con areniscas, se intercalan entre el yeso del Caloviense o Oxfordiense y las capas marinas de la mayor transgresión que se ha producido en la región andina, esto es, la del port-

(1) F. v. Wolff, *Beiträge zur Geologie und Petrographie Chile's*, en *Zeitschrift d. Deutsch. Geolog. Gesellschaft*, LI, Berlín, 1899.

(2) P. Groeber, *Estratigrafía del Dogger de la República Argentina*, en *Bol. de la Dir. Gen. de Minas*, etc., serie B. (Geología), nº 18, Buenos Aires, 1918.; H. G. Backlund, *Der magmatische Anteil der Cordillera von Süd — Mendoza*, en *Meddelanden fran Abo — Akademis Geologisk Mineralogiska Institut*, nº 3, Abo, 1923.; H. Gerth, *Orogenese und Magma in der argentinischen Kordillere*, en *Steinmann-Festschift*, Berlín, 1926.

landiense (Titónico) y Eocretáceo. En cambio, en la falda chilena, desde Coquimbo hasta el borde occidental de la Puna, la masa de las rocas eruptivas que se insertan entre las capas marinas es muy grande. Se trata, principalmente, de extrusiones submarinas cuya edad se puede determinar exactamente. Sus mantos están acompañados a menudo por camadas de tobas. De este modo, la serie mesozoica de Coquimbo y Atacama es, en conjunto, bastante más espesa que la de la zona central de la cordillera argentina; y, almismo tiempo, las rocas eruptivas de la pendiente chilena, al lado de la Puna, son en general, más básicas que las de la zona occidental de los Andes, en las latitudes de Mendoza y Neuquen. Según v. Wolff, los tipos predominantes son pórfidos augíticos y meláfiros. Mas, hay aquí una circunstancía digna, ante todo, de nuestra atención.

Grandes grupos de sedimentos marinos, como los de la parte superior del Jurásico medio, el Jurásico superior y la fracción inferior del Eocretáceo, están substituídos ya quizá en la provincia de Coquimbo y, de todos modos en Atacama, por mantos espesos de pórfidos y camadas de rocas detríticas procedentes de éstos. Los pórfidos están acumulados en una zona, cuyo rumbo se desvía del de los Andes, situados más al sur, hacia el nordeste. En el lado noroeste de esta zona hay una faja angosta de sedimentos marinos del Eocretáceo que pertenecen al Valanginiense, Altarivense y, tal vez, representan todavía el Barremiense. Por lo tanto, el nuevo rumbo, al nornordeste y nordeste, parece ser importante, por señalar ejes de movimientos y líneas de intrusiones y erupciones de los tiempos mesozoicos. Esta suposición es confirmada por el comportamiento de otras rocas eruptivas. Según v. Wolff, una clase de porfiritas obscuras, las llamadas porfiritas de labrador, asoma en localidades dispersas, según una línea que se dirige de Tamaya, en Coquimbo, al nornordeste, y tuerce, en Atacama, al nordeste, hacia Ojo de Maricunga. Pero más claro, por mayor número de afloramientos, es el desvío del rumbo en el caso de las rocas plutónicas, de edad mesozoica hasta terciaria. Representantes de estas rocas, llamadas rocas andinas por Stelzner, son los granitos, dioritas y noritas que, en las provincias de Coquimbo y Atacama, han penetrado hasta en la parte superior de la serie de rocas y se dimentos mesozoicos y constituyen macizos de extensión bastante variable.

Pero, aun en el caso de suponer que el rumbo nordeste de las instrusiones y erupciones puede ser sólo una apariencia, por conocimieuto deficiente del número y de la extensión de los afloramientos de las rocas intrusivas y extrusivas, hay aún otras razones que hablan en favor del desvío, al nordeste, de las líneas directrices andinas, en las latitudes de la Puna.

Una de estas razones es la misma extensión de las transgresiones ju-

rásicas hacia el naciente. La primera invasión por mares mesozoicos, señalada por sedimentos fosilíferos del Triásico, probablemente superior, ha llegado a avanzar, al oeste de Vallenar, en la comarca del río de Huasco, hasta en la región andina, propiamente dicha. Las capas triásicas, descubiertas por Brueggen cerca de El Transito (1), se encuentran casi sobre el mismo meridiano como, no mucho más al sur, las capas del Jurásico medio de las Invernadas de Donoso, en la zona central de la cordillera de San Juan. Están acompañadas, quizá, por estratos réticos y descansan discordantemente sobre rocas cristalinas y sedimentos metamórficos. Aunque los sedimentos del Liásico, se las halla más al oeste, más cerca del valle longitudinal, no cabe duda que entre Triásico y Liásico se trata de una sucesión de transgresiones que ya en estas latitudes deben haber invadido una región que estaba más baja que la zona ocupada actualmente por la cordillera de San Juan y Mendoza. Más al norte y nornordeste, en la provincia de Atacama y en la de Antofagasta, los sedimentos de diferentes pisos del Liásico se encuentran tan distribuídos, que es lícito inferir una invasión o sucesión de invasiones de mayor extensión al naciente. Sedimentos liásicos se conocen aún cerca de la cordillera de Domeyko. Pero sólo el Caloviense parece penetrar aun más en la Puna. Ya el mar del Liásico inferior ha avanzado, pues, hasta cerca de la faja de montañas que hoy ocupa la cordillera de Domeyko; y capas que pueden referirse en parte al Liásico superior y en parte al Oolítico inferior, se conocen de Sandón, Chaco y La Encantada. Darapsky y más tarde Jaworski (2) han llegado a concluir de esto que toda el área comprendida entre la costa actual y los afloramientos avanzados hacia la Puna debe haber sido cubierta por sedimentos de las transgresiones liásicas.

La extensión uniforme y grande de los depósitos dejados por las primeras transgresiones, hace aparecer al área de que se trata como región de significado paleogeográfico diferente de la zona de la cordillera de los Andes más al sur. Hace recordar otra región de extensión grande, al este, de sedimentos triásicos y liásicos (3). Es la parte central hasta oriental de la gobernación del Neuquen donde, tanto el Triásico como el

(1) J. Brueggen, *Contribución a la jeolojía del Valle del Huasco i del Departamento de la Serena, con una breve descripción de los yacimientos de fierro,* en *Bol. de la Sociedad Nacional de Minería,* Santiago de Chile, 1913.

(2) E. Jaworski, *Beiträge zur Kenntnis des Jura in Süd Amerika.* Teil I: *Allgemeiner Teil,* en *Neues Jahrb. f. Mineralogie, etc.,* Beil. Bd. XXXVII, Stuttgart, 1913.

(3) P. Groeber, *Descubrimiento del triásico marino en la República Argentina,* en *Comunicaciones del Museo Nacional de Historia Natural de Buenos Aires,* II, número 9, Buenos Aires, 1924; J. Keidel, *Sobre la estructura tectónica de las capas petrolíferas en el oriente del territorio del Neuquén,* en *Bol. de Dirección General de Minas,* etc. (sección Geología), publicación número 8, Buenos Aires, 1925.

liásico se extienden hasta en la región de Patagonia. Y como en el borde occidental de la Puna, la cordillera cambia de carácter, así en la gobernación del Neuquen su estructura se desvanece hacia el sur y sudsudeste ; porque, de ninguna manera su zona central, la de los sedimentos del mesozoico, continúa en la porción contigua de la cordillera patagónica.

Otra razón para apreciar la región próxima a la Puna, como región donde desvían el rumbo de las líneas directrices del sistema andino, suministra el comportamiento de las estructuras que componen el basamento de las rocas y sedimentos mesozoicos. También aquí puede guiarnos el mapa geológico de Brackebusch. El basamento de la cordillera está constituído en grandes trayectos por la estructura pérmica. En la precordillera, esta estructura que es mayormente una estructura de corrimiento, sale al descubierto en gran extensión y hasta grandes alturas. Su rumbo es, aproximadamente, de sur a norte, desde el río Mendoza hasta en La Rioja. Pero, en el extremo septentrional de la precordillera, el rumbo de los sedimentos paleozoicos es desviado hacia el nornordeste donde se acercan a un gran batolito de granito. Este batolito se extiende desde la cordillera principal de San Juan, o sea, la cordillera oriental de Brackebusch, hasta en la esquina sudoeste de la Puna. Aquí, casi en los 28 grados de latitud sur, desaparece en grandes alturas debajo de la cubierta compuesta por las rocas neovolcánicas de la Puna. No se conoce exactamente la edad del granito. Puede ser que sea uno de los granitos paleozoicos que en muchas partes de la zona oriental de la cordillera, pero también a veces en la zona central, han penetrado en el basamento de las rocas y sedimentos mesozoicos. En favor de esto habla la extensión del batolito, arrasado hasta profundidad considerable ; y, lo mismo, la circunstancia de que más al sudsudeste donde el batolito, más angosto, continúa por la falda oriental de la cordillera de Colangüil, se conocen vetas de wolframita relacionadas con la intrusión del granito. En cambio, es mucho menos probable que sea uno de los granitos de edad triásico-rética que, últimamente, Backlund y Gerth han llegado a diferenciar entre las intrusiones graníticas de la cordillera de Mendoza y Neuquen. De todos modos, lo que nos interesa por el momento, es el hecho de que las fajas de los sedimentos paleozoicos, tanto las de la cordillera principal como las de la precordillera, se ajustan al cambio de dirección, manifiesto por la disposición y el ensanchamiento del gran batolito donde éste se acerca y penetra en el subsuelo de la Puna. Se ve esto claramente en el mapa de Brackebusch. Desde el paralelo 29°30′, esto es, desde la base oriental de la cordillera de Colangüil, cerca de la desembocadura del río del Valle del Cura en el río Blanco, hasta el paralelo del volcán Bonete, las fajas de los sedimentos paleozoicos que participan en la constitución del basamento de la cordillera principal, se des-

vían casi por un grado (hasta los 68°30′) al naciente. Es precisamente por este desvío, por el cual aparecen los granitos de la cordillera principal en el borde austral de la Puna; en un meridiano que, más al sur, pasa por el flanco o la base oriental de la precordillera de San Juan y Mendoza. Con este cambio general del rumbo está relacionado, muy probablemente, el desplazamiento, al naciente, del límite entre la estructura de corrimiento, pérmica, de la precordillera y la estructura, precarbonífera, de la parte contigua de las sierras pampeanas; según Hausen lo ha comprobado en la sierra de Umango (1). Considerado así, la disposición del gran batolito de granito aludido y, el cambio del rumbo de los sedimentos paleozoicos, se presentan como rasgos fundamentales de esta parte de los Andes, de edad considerable. Si nos referimos principalmente al batolito que desde la cordillera de Colangüil se extiende hacia el nornordeste, hasta en el subsuelo de la Puna, y si admitimos que se trata de un granito paleozoico, el cambio del rumbo sería un fenómeno de los tiempos premesozoicos. El hecho de que las zonas de sedimentos paleozoicos, en el basamento de la cordillera y el extremo norte de la precordillera, cambian su rumbo al nordeste, explicaría entonces, para tiempos posteriores, la mayor extensión de las transgresiones del Triásico y Jurásico que observamos, donde en la pendiente pacífica, nos acercamos a la Puna y al lado de esta misma.

El cambio del rumbo de las fajas de sedimentos palezoicos que advertimos en el contorno del batolito aludido y la mayor extensión de las transgresiones del Triásico, Liásico, Oolítico inferior y Caloviense en las provincias del norte de Chile, significan una coincidencia de hechos que no se puede omitir al considerar las relaciones que existen entre la Puna y la cordillera principal. La fracción de ésta, comprendida entre los paralelos 30 y 40 aproximadamente, difiere bastante de lo que se llama cordillera en el borde occidental de la Puna. Según hemos visto, puede decirse esto al menos en cuanto a su composición. La cordillera de los Andes que se extiende entre los paralelos 30 y 40, no continúa directamente en la cordillera occidental de la Puna. Por su zona central, constituída por los sedimentos mesozoicos, el geosinclinal andino se presenta como zona de hundimiento, angosta, que fué invadida por mares de ingresión. Este comportamiento de las transgresiomes mesozoicas cambia esencialmente en el territorio del Neuquen, hacia la faja de contacto entre las masas de Brasilia y Patagonia, y lo mismo en el flanco oeste de la Puna; pues aquí, el área bastante más ancha entre la actual costa del Pacífico y el borde del macizo elevado de la Puna, fué invadido no por mares de ingresión, sino por transgresiones epicontinentales.

(1) H. Hausen, *On the lithology and geological structure of the Sierra de Umango,* en *Acta Acad. Aboensis, Math. et Phys.* I. Abo, 1921.

El carácter de estas transgresiones, diferente del de las ingresiones dentro de la zona central de la cordillera de los Andes, propiamente dicha, el cambio del rumbo de la estructura que constituye el basamento de las rocas y sedimentos mesozoicos y, finalmente, la dirección nordeste de las zonas de intrusiones y extrusiones de diversas rocas mesozoicas hasta terciarias, hacen aparecer al flanco occidental de la Puna como región de significado paleogeográfico especial. Si aceptamos el cambio del rumbo de los sedimentos paleozoicos, en el extremo norte de la precordillera, como líneas de estructuras formadas ya en tiempos paleozoicos, la extensión de las transgresiones epicontinentales evidenciaría la influencia de este cambio hasta en los tiempos del Jurásico superior; y las intrusiones de las rocas andinas nos conducirían hasta cerca del límite entre el Mesozoico y Terciario. Aun en los tiempos cenozoicos, la Puna se presenta, como región especial, principalmente en el sentido tectónico. Pues, en las latitudes de la Puna y, hasta cierto grado, en las de la altiplanicie de Bolivia, los movimientos del Terciario han actuado de otro modo que más al sur. En la cordillera principal, del oeste de la Argentina, el máximo de desarrollo de estos movimientos se observa en las partes próximas al flanco pacífico de la montaña; en cambio, al lado de la Puna los movimientos fuertes están limitados, en lo esencial, a los cordones de montañas orientales, desde el Gran Chaco hasta una línea meridiana que corre de la Cuesta del Obispo por la Quebrada del Toro, al Abra del Palomar en el flanco occidental del Nevado de Chañi.

Son movimientos modermos, principalmente del Plioceno, que han producido, en grandes trechos, una estructura imbricada y hasta una estructura de bloques corridos. En estos tiempos, el área de la Puna ha subsistido como macizo compacto que fué levantado, en diversas fases tectónicas. A la par de esto ha llegado a destacarse por un máximo de la actividad volcánica, mucho más extensa y fuerte que en ninguna de las otras partes de los Andes de la Argentina y de Chile.

Pero, aun en el Cenozoico, las líneas directrices de las estructuras modernas se desvían del rumbo general de los Andes donde se acercan a la Puna o se desprenden de ésta. En el sur, la cordillera principal, o el grupo de cordones de montañas que se llama así, cambia de rumbo a partir de los 29 grados de latitud sur. Los altos pasos de este trecho, el de Come Caballos, de Peñas Negras, son entalladuras en la divisoria de aguas interoceánica que se dirige al nordeste. Todavía más al naciente, el rumbo de algunas de las sierras pampeanas, que son bloques de montañas, se dirigen al nornordeste hasta nordeste, como la sierra de Umango, la del Aconquija y la rama oriental de la Sierra de Velasco. Se puede interpretar esto como fenómeno de ajustamiento, de movimientos póstumos, a líneas preformadas; y lo mismo parece suceder en el extremo nordeste de la Puna donde las dislocaciones terciarias se amoldan a las

estructuras precreteceas, probablemente paleozoicas, de los cordones de montañas que, a partir del paralelo de Susquis, se desprenden del borde oriental de la Puna, propiamente dicha, en dirección a Casabinda, Santa Catalina y La Quiaca. El rumbo de esta estructura se repite aún más al naciente, en el borde exterior de la Prepuna, que se extiende de las fuentes del río Cachi, cerca del Nevado de Acay, por el Abra del Palomar, al oeste del Nevado de Chañi, hasta las fuentes del río Grande, de la Quebrada de Humahuaca.

El rumbo nornordeste caracteriza también a los cordones de montañas de reducida altura relativa, que dividen la parte oriental de la Puna. Este rumbo se manifiesta claramente en la configuración y extensión de algunas de las cuencas sin desagüe, como el salar de Antofalla y los salares de Caurchari y de Olaroz. En el subsuelo de la Puna entran, desde el sur, las estructuras precámbricas y paleozoicas que se pueden distinguir en las sierras pampeanas, la precordillera y el basamento de la cordillera principal. Estas estructuras se diferencian por su composición y tectónica. No conviene apreciarlas, indistintamente, como fracciones de la masa de Brasilia. La serie brasileña, propiamente dicha, está constituída por el Devónico inferior, el Pérmico y Triásico. Se trata en gran parte de sedimentos terrestres. Ya los cordones de montañas de Salta y Jujuy tienen otro desarrollo paleogeográfico; y lo mismo se puede decir de las estructuras que integran el subsuelo de la Puna. Al lado de estas últimas estructuras, la de la cordillera occidental, en el borde pacífico de la Puna, se presenta, en el área de las transgresiones mesozoicas, como estructura agregada que se destaca ante todo por la altitud de sus formas volcánicas modernas. La altura, sobre el nivel del mar, de sus capas mesozoicas es sólo poco superior a la altura media de la Puna, y sensiblemente inferior a la altura del cordón de montaña del borde oriental, con más de 6000 metros de altura en los Nevados de Cachi; pues aquí no se trata de volcanes, sino de un macizo de granito antiguo penetrado en sedimentos metamórficos del precámbrico. La cordillera occidental de la Puna no se puede equiparar a la cordillera de los Andes donde ésta se compone de tres zonas diferentes; verbigracia, en el corte transversal del cerro Aconcagua.

LA CAÍDA DE CENIZA VOLCÁNICA EN LA PAMPA BONAERENSE

UN CASO OBSERVADO EN 1749 ó 1750

Por ROBERTO LEHMANN-NITSCHE
(La Plata)

Desde que Adolfo Doering (1), por vez primera que yo sepa reconociera la importancia de las cenizas volcánicas para la composición química de la formación pampeana, el asunto no ha dejado de interesar a los geólogos. Últimamente, Joaquín Frenguelli (2) escribe lo siguiente: « La atmósfera, además que por el dinamismo de las corrientes inferiores, puede transportar materiales finos mediante las corrientes superiores de mayor alcance e importancia. Es de extrañar cómo hasta ahora no se ha tomado en la debida consideración esta forma peculiar de dinamismo atmosférico para el transporte a considerable distancia de las partículas que forman el loess pampeano, tanto más que en la estructura superficial de las pampas hallamos tan amplia y abundante distribución de cenizas volcánicas, las cuales seguramente reclaman la intervención de estas corrientes aéreas superiores para su transporte desde los lejanos centros volcánicos y su consecutiva sedimentación en la llanura pampeana. »

Como se ve, el asunto llega a tener importancia peculiar para la geología pampeana, haciéndose menester registrar, en lo posible, cada caso que el suelo del bajiplano argentino haya sido empolvado con una capa más o menos notable de ceniza volcánica. Guiado por tales consideraciones presento a los especialistas el primer caso observado y descrito en la antigua literatura colonial, que data de la mitad del siglo XVIII.

Débese el interesante documento a la sagacidad inteligente de Thomas Falkner, médico, naturalista y etnógrafo inglés, nacido en Manches-

(1) Doering, *La formation pampéenne de Córdoba,* en *Revista del Museo de La Plata,* XIV, p. 172-190, 1907.

(2) Frenguelli, *Loess y limos pampeanos,* en *Gaea, Anales de la Sociedad argentina de estudios geográficos,* I, p. 75, 1925.

ter el 6 de octubre de 1797 y muerto en Plowden Yard el 30 de enero de 1784, donde aún existe su modesta tumba. Llegado a Buenos Aires como médico cirujano a bordo de una nave negrera, después de sanarse de una grave enfermedad se convirtió al catolicismo e ingresó en la Compañía de Jesús el 14 de marzo de 1732. Expulsados los jesuítas, Falkner con unos cuarenta compañeros fueron embarcados y levaron anclas el 29 de septiembre de 1767. Vuelto a su patria, pronto se puso a escribir una obra clásica (1) que perdurará mientras que se mantenga el interés por los estudios sobre el hombre autóctono de la Pampa.

Tenían los jesuítas en aquella época, en la vasta región que se extiende desde la ciudad de Buenos Aires hacia el sur (sierra de Balcarce), tres « reducciones », llamadas respectivamente Nuestra Señora de la Concepción, Nuestra Señora del Pilar y Nuestra Señora de los Desamparados. La primera, situada a 40 (2) ó 50 a 60 (3) leguas al sudoeste de Buenos Aires, fué fundada en 1740; la segunda, situada en la sierra Huülkan (4), hoy de Balcarce, en 1747; y la tercera, a 4 (5) ó 10 (6) leguas de la anterior, en 1750. Atendieron la segunda, los padres Cardiel y Falkner, y la sucursal, los padres Balda y Vilert, pero ya en el año 1751, ambas misiones fueron abandonadas. Guarda hoy su recuerdo el nombre de una laguna llamada « de los Padres », situada en la sierra entre Balcarce y Mar del Plata, pero no ofrece ninguna particularidad. Al principio de 1753, también fué « deshecho » « el pueblo de la Concepción de los Pampas » (7).

(1) Falkner, *A description of Patagonia and the adjoining parts of South America,..* Hereford, 1772. El mapa lleva la fecha 1772. De las varias traducciones del original rarísimo, puede servir para la consulta la de Samuel A. Lafone Quevedo : *Descripción de la Patagonia y de las partes contiguas de la América del Sur, Biblioteca Centenaria*, I, p. 1-126, Buenos Aires, 1911. Debe consultarse, como comentario imprescindible, un estudio nuestro : *El grupo lingüístico-het de la Pampa argentina*, en *Revista del Museo de La Plata*, XXVII, p. 10-85, 1922, y otro más : *Das Chechehet, eine isolierte und ausgestorbene, bisher unbekannte Sprache der argentinischen Pampa*, en *XXI^e Congrès international des Américanistes*, session de Göseborg 20-26 août 1924, p. 581-583, Göteborg, 1925. Los lectores argentinos pueden informarse, cómodamente, sobre el significado del término « Patagonia » por nuestro artículo *Bases para la toponimia indígena de la Patagonia*, en *Boletín del Instituto de investigaciones históricas [de la Facultad de filosofía y letras]*, II, p. 241-248, Buenos Aires, 1924.

(2) Autor, *El grupo*, etc., p. 65 (según el padre Strobl.).

(3) *Ibidem*, p. 64 (según el padre Querini).

(4) Huülkan, con acento sobre la *ü*, es voz araucana y significa : Abra. En los antiguos documentos va escrito « Vulcan » o « Volcan », pero nada tiene que ver con tal.

(5) Autor, *El grupo*, etc., p. 69 (según el padre Dobrizhoffer).

(6) *Ibidem*, p. 65 (según el padre Querini).

(7) *Ibidem*, p. 71, nota 1.

Estos datos son imprescindibles para fijar, en lo mejor posible, la época de un fenómeno observado y apuntado por el padre Falkner, fenómeno que da motivo para estas líneas. Sabemos por una carta del padre Strobl a su superior, que entre el 23 de junio y el 20 de noviembre de 1748, llegó a Nuestra Señora de Concepción el citado misionero inglés (1), en viaje para la reducción del Pilar, donde habrá llegado al fin del mismo año. En los años 1749 ó 1750, a más tardar al principio de 1751, tuvo lugar entonces aquella erupción volcánica cuyos efectos se notaran hasta en la remota costa atlántica de Mar del Plata, y que fué descrita por Falkner del modo siguiente: (2)

« Los volcanes, de los que hay muchos aquende la cordillera, pueden rivalizar con el Vesubio, Monte Gibello, o cualquier otro de los que conocemos en Europa, ya sea por su tamaño, ya por sus furiosas erupciones. Hallándome yo en el Vuúlcan, más abajo del cabo San Antonio, fuí testigo presencial de una inmensa nube de cenizas que corría con los vientos y obscurecía todo el cielo: se extendió por toda la jurisdicción de Buenos Aires, atravesó el Río de la Plata, y derramó su contenido en ambas bandas del río, de suerte que el pasto en los campos quedó cubierto con la ceniza. La causa de todo esto fué la erupción de un volcán cerca de Mendoza, y los vientos que hicieron volar esas cenizas livianas a la increíble distancia de trescientas y más leguas. »

Creo que este caso, bien observado y bien descrito por un intelectual de reconocida capacidad, es el primero de su categoría en la geología histórica de la pampa.

(1) *Ibidem*, p. 73.

(2) Falkner, *Dsscripción de la Patagonia*, etc., p. 58. En el original inglés el párrafo en cuestión está en la página 51.

CLORITA Y SERPENTINA FOLIÁCEA

DOS LINDAS MUESTRAS DE MINERALES DE LA SIERRA DE CÓRDOBA

(CON 2 LÁMINAS)

POR FRANCO PASTORE

Desde el primer momento pensé que mi homenaje de aprecio, amistad y reconocimiento al doctor Bodenbender, por la larga y fructífera labor geológica que le debemos, tendría que ser el de dedicarle el trabajo que tengo terminado sobre la constitución petrográfica y geológica de la porción oriental de la sierra de Córdoba hasta el borde de la cumbre de Achala, entre las regiones de Malagueño y La Cumbre. Como este trabajo se propone publicarlo la dirección general de Minas de la Nación, que me encargó de realizarlo, la dedicación tiene efecto *in mente,* y escribo la presente nota a objeto de hacer para ella un lugar en este tomo.

La ocasión viene bien para hacer conocer algunos datos interesantes sobre un par de minerales de la sierra de Córdoba.

Se trata de dos pequeñas muestras procedentes de Bosque Alegre, al norte de Alta Gracia, de un lugar situado a pocas cuadras del Observatorio astronómico. Hace algo más de un año fueron donadas para las colecciones del gabinete de mineralogía y petrografía de la Facultad de ciencias exactas, físicas y naturales de Buenos Aires por una persona que dijo haberlas recibido junto con muestras de asbesto fibroso de un pequeño yacimiento que su remitente trataba de explotar, las cuales había entregado a comerciantes de dicho material. Informé al señor donante que el mineral verde transparente es una clorita y que el otro tiene caracteres de serpentina foliácea, y le encarecí pidiera la extracción cuidadosa y el envío de mayor cantidad de ambos, lo que hasta ahora no he conseguido.

Las rápidas observaciones que hice, especialmente con el primero de estos lindos ejemplares, me dejaron con el deseo de hacer aparecer una breve información sobre ellos, pues por sus condiciones nada comunes

son dignos de figurar en la mineralogía argentina, tanto más que se trata de especies aún no representadas del catálogo de minerales más notables que poco a poco se va formando aun cuando no se lo escriba especialmente.

En el conjunto de reconocimientos fáciles que hice con estos minerales he repetido un buen número de las observaciones fundamentales que Tschermak dió a conocer en su valiosa monografía sobre las cloritas (*1*). No es el caso de hacer una extensa descripción; expondré someramente lo que por ahora he visto, hasta que con más material se haga la revisión y ampliación de estos primeros reconocimientos.

1. CLINOCLORO

Caracteres. — La muestra de clorita, figura 1, cuyas cualidades son en general las que definen la especie llamada *clinocloro,* mide nueve por siete centímetros y tiene como un milímemtro de espesor. Ha sido separada por clivaje; sus dos caras son paralelas, planas y tersas, pero fuerzas deformantes tal vez debidas a malos tratos le han producido algunas marcas de dobladura como las que quedan en una hoja metálica doblada y luego enderezada a mano. Son especies de flexuras que reflejan la luz en la fotografía. El clivaje es casi tan fácil y perfecto como en la biotita para la división en láminas gruesas y en esta forma la muestra ya está hendida en gran parte. Sin embargo, las hojitas finas se despegan más difícilmente; son perjudicadas por la flexibilidad sin elasticidad y la poca dureza y se desgarran como pellejos. No se ven trazas de otros clivajes transversales al principal.

En todo su grueso el color de transparencia de la muestra es verde botella bastante subido y de tinte un poco azulado; en las hojas delgadas palidece tanto que llegan a ser casi incoloras. El brillo es vítreo, levemente perlado.

Casi toda la superficie de la muestra es limpia y transparente como un vidrio. Pero el borde presenta en toda la vuelta cualidades diferentes; se nota el pasaje sin límite neto a otro mineral igualmente foliáceo que rodea al clinocloro prolongando directamente la superficie de sus láminas de clivaje. Tiene un color verde pardo más claro y reflejos algo bronceados, asemejándose un poco a la biotita alterada o tostada artificialmente. En su superficie más rugosa se distingue con una lupa gran número de líneas de clivajes transversales que se cortan formando pequeños triángulos equiláteros y las hojas se ven más amarillentas y con cierto brillo de cera.

Comparando este mineral con el de la otra muestra acompañante de serpentina antigorítica, figura 2, parece ser el mismo, y luego las ob-

servaciones microscópicas confirman completamente esta apreciación.

En algunas regiones de la faja externa de serpentina encontré, examinando al microscopio los triángulos de las líneas de clivaje, numerosas inclusiones diminutas de mica parda con apariencia de biotita, generalmente idiomorfas e isoorientadas con el mineral continente. Esto que se ve con variable perfección, presenta en ciertas partes el lindo aspecto ilustrado en la figura 7.

Hay todavía otro detalle interesante; el margen serpentínico tiene casi un centímetro en las partes donde es más ancho y presenta uniformemente los caracteres indicados, pero prosiguiendo el examen, se ve que en un extremo de la muestra se ha desprendido del borde un minúsculo fragmento dejando una pequeña muesca angular y las dos líneas rectas que la limitan se cruzan a sesenta grados, pues son trazas de los clivajes arriba mencionados. Asentando la muestra sobre la platina del microscopio, para examinar cómodamente esta región con el objetivo de menor aumento, se descubre que por las dos trazas de clivaje y lo mismo en otras vecinas corren hacecillos de asbesto claro de fibras sedosas, los cuales se prolongan en líneas rectas para adentro hasta penetrar en el clinocloro, y hacia afuera algunos de ellos sobresalen formando pequeños pinceles blancos perfectamente sueltos y flexibles. Los caracteres ópticos de estos hacecillos son también los del asbesto de serpentina llamado *crisotilo*.

Figuras de percusión. — Éstas se obtienen en las hojas de la muestra con menos perfección que en las micas a causa de la falta de elasticidad del mineral. Con frecuencia son incompletas y algunas de sus líneas de división se desvían desde su origen o terminan describiendo una curva. Desechando los resultados defectuosos, las figuras de percusión son idénticas a las de las micas, y como lo ha indicado Tschermak, una de sus líneas (característica) coincide con la traza del plano de simetría y del plano de los ejes ópticos, relación que es completamente igual a la que ofrece la biotita. La figura 4 representa la orientación que tienen respecto a la traza del plano de simetría, la del plano de los ejes ópticos, la línea característica de las figuras de percusión y el lado más reducido de las figuras de corrosión.

Figuras de corrosión. — En vista de los interesantes resultados que Tschermak obtuvo en el clinocloro de Zillertal y de Westchester (transcriptos en gran parte en la obra de Rosenbusch) tuve curiosidad de hacer el ensayo con la hermosa muestra de Bosque Alegre.

El ataque durante un par de días con ácido fluorhídrico diluído con pequeña cantidad de agua produce en la superficie de las hojas del mineral figuras diseminadas, de forma triangular algo modificada en las es-

quinas, isoorientadas en general y cuyo tamaño poco variable será como de 4 ó 5 milésimos de milímetro.

Sin el propósito de hacer largos y minuciosos reconocimientos, desde que, por otra parte, no conviene cercenar mucho la única muestra que se tiene, no repetí las pruebas de ataque muchas veces como convendría para alcanzar las mejores condiciones de visibilidad en amplias superficies de láminas delgadas y también más gruesas, que permitan comprobar ópticamente áreas en macla donde precisamente la corrosión acuse diferencias de orientación; contentéme con observar lo que buenamente aparece. A pesar de las deficiencias de experimentación, resultaron visibles la mayor parte de las relaciones señaladas y detalles estudiados por Tschermak. Indicaré sucintamente la repetición de reconocimientos con algunas ilustraciones idénticas a las principales que dió el eminente mineralogista, puesto que en general no están a disposición del lector el citado artículo fundamental ni la fisiografía de Rosenbusch que reproduce lo esencial de sus numerosos dibujos.

La única diferencia algo notable que me ha dado el mineral ensayado corresponde a los detalles de forma de las figuras. Tschermak vió en general figuras que son triángulos equiláteros modificados en uno solo de sus vértices y reconoció que la línea que suprime la esquina forma un ángulo de 109 grados con uno de los lados del triángulo, como se ve reproducido en la figura 6. Además en sus dibujos hizo terminar dicha línea, en un extremo o en los dos, en una pequeña curva que redondea las esquinas que ella forma con los lados del triángulo.

Las figuras que yo he obtenido son también triángulos equiláteros, pero la modificación que despunta mucho uno de sus vértices, afecta también en menor proporción y por lo general igualmente a los otros dos. Noté que las esquinas del triángulo son acortadas por un par de líneas rectas que forman un ángulo muy obtuso y que no pocas veces parece que hay una sola porque es muy larga y su homóloga en cambio muy corta, no es diferenciable de la vueltita final de acomodación al adyacente lado del triángulo. Con un aumento de trescientos a quinientos diámetros se percibe claramente el par de líneas rectas, iguales hasta muy desiguales, que reducen más o menos la extensión del triángulo en sus tres esquinas.

Resulta así que las figuras constan de nueve lados. Se tiene la impresión de que la inclinación de todas las líneas menores sea respectivamente igual de un lado y otro de cada mediana del triángulo; de modo que el perímetro de nueve lados sería una combinación del triángulo equilátero con un polígono ditrigonal, trisimétrico, a pesar de la desproporción que ocasiona la diferencia de distancia central de sus líneas, que son tanto más grandes cuanto más cercanas al centro del polígono.

Por efecto de esta impresión tomé los útiles de dibujo y ensayé la construcción geométrica de una figura mediante la combinación fundamental del triángulo equilátero con un polígono ditrigonal proporcionado, cuyos lados luego desplacé convenientemente por translación paralela con ayuda de una escuadra, a fin de representar en los tres vértices del triángulo las modificaciones que más generalmente he visto. El resultado, figura 3, tiene toda la apariencia de una fiel representación del contorno de las figuras de corrosión. Para establecer la inclinación de las seis líneas procuré medir el ángulo que ellas forman con los lados de la esquina del triángulo, en disposición cruzada como está indicado en el esquema geométrico. Parece ser este el ángulo para el cual Tschermak encontró un valor de 109 grados; en el presente caso he obtenido en muchas pruebas una magnitud aproximada de 102 grados.

A pesar de estos detalles distintos hay una concordancia con las figuras de Tschermak que es esencial. La mayoría de las figuras tienen desarrollo asimétrico por la reducción grande de una de las puntas del triángulo, la cual suele quedar del mismo lado en una cara de las láminas. No obstante, como él lo señaló y estudió, entre unas ocho hojuelas de dos ensayos de ataque, encontré con frecuencia la condición en que no se puede distinguir si las figuras son derechas o izquierdas, porque aparecen con dos vértices igualmente modificados por dos o por una sola línea visible (figuras simétricas), o porque los tres vértices presentan del mismo modo una u otra de estas modificaciones. Noté también un caso de cambio o inversión en la orientación de las figuras formadas a poca distancia en una misma cara de la hojuela atacada. No pude comprobar si las tres condiciones particulares acá indicadas tienen relación con cambios de orientaciones ópticas acusadores de maclas; la verificación sería laboriosa y requiere mayor gasto de material. Tschermak obtuvo algunos resultados probatorios.

Otra interesante condición descripta por este autor que he visto repetirse en el clinocloro de Córdoba, es la frecuente superposición o correspondencia de dos figuras formadas sobre las caras superior e inferior de la lámina atacada. Los dos perímetros tienen posición rigurosamente inversa, y en algunas hojitas delgadas, la corrosión por ambas caras produjo una ventana exagonal que corresponde a la parte en que las dos figuras se superponen, figura 5. En esto también la representación de Tschermak se diferencia de la que yo doy, en que sus figuras sólo están despuntadas en el vértice muy modificado.

El eximio investigador llamó la atención sobre el hecho de que estas formas de la corrosión constituyen un indicio de simetría triclínica, mientras que la mayoría de los reconocimientos geométricos y físicos hacen considerar el mineral como pseudoexagonal, monoclínico.

La solución de algunas complicaciones puede esperarse con reconoci-

mientos muy repetidos, precisos y concluyentes, mediante los cuales además surjan fallas en puntos que parecen bien observados.

Caracteres ópticos. — Como es natural, el color de transparencia de las hojas de clivaje no presenta variaciones de absorción ni pleocroísmo.

La birrefringencia muy débil del mineral resulta extrema en las laminitas de clivaje muy delgadas a causa del reducido espesor y también del ángulo muy agudo de los ejes ópticos que hace que los índices de refracción del plano de la lámina sean muy poco desiguales. Pero observando láminas más gruesas que el papel de escribir común se percibe iluminación y extinción y es posible situar el plano de simetría del cristal sobre un hilo del retículo.

A luz convergente, la figura de interferencia permite determinar, para la posición recién indicada, a cuál de los hilos del retículo corresponde la traza del plano de simetría, porque coincide con ella el plano de los ejes ópticos. Naturalmente, la figura de interferencia es muy difusa y poco visible al través de las hojitas más delgadas; creciendo el espesor se forman claramente las isogiras o hipérbolas de sombra, esquematizadas en la figura 4. Con esto ya se ve también que el ángulo de los ejes ópticos es pequeño, pues durante la rotación las hipérbolas se abren bien poco. Además, en la posición diagonal (fig. 4) una de ellas pasa notablemente más cerca del centro del campo que la otra, lo cual indica que la bisectriz aguda del ángulo de los ejes ópticos no es perpendicular al plano del clivaje. Luego la intercalación de la lámina de yeso indica que el mineral tiene signo óptico positivo.

Al asentar en el microscopio la muestra entera del mineral, gruesa más o menos un milímetro, se obtiene una figura de interferencia semejante a la que ya da con un tercio de este espesor la muscovita; consta igualmente de numerosos anillos y curvas isocromáticas, pero las imágenes de los ejes están, como dije, más desigualmente alejadas del centro y también distan algo menos una de otra, de donde puede deducirse *grosso modo* que en lugar de 40 grados, que es el valor general en la muscovita, el ángulo de los ejes ópticos será aquí como de unos 35 grados. Por último, al pasear el mineral en el microscopio transladándolo sin rotación, nótase que la figura de interferencia sufre rápidas evoluciones; disminuye en ciertas partes apreciablemente la indicada magnitud del ángulo de los ejes ópticos o cambia la orientación del plano de los ejes, o se combinan ambos efectos. Estos fenómenos fueron estudiados por Tschermak en series de hojas sacadas de cristales idiomorfos, con lo que llegó a la verificación de que resultan: de la existencia de láminas compuestas idealmente de tres individuos cristalinos adyacentes en macla de 60 grados de rotación (ley de las micas); de la producción de esta

misma ley de macla por hojas superpuestas; y también de la existencia de otra macla de superposición con rotación de 180 grados (ley de la pennina).

2. ANTIGORITA

La muestra de serpentina foliácea o *antigorita*, figura 2, mide siete por cinco centímetros y tiene unos dos milímetros de espesor. Es también un trozo separado por clivaje; sus dos caras son limpias, de superficie ondulada y algo rugosa. El clivaje principal presenta poco menos que el grado de facilidad y perfección señalado en el clinocloro, si bien que la serpentina es todavía más flexible y menos elástica, y está sensiblemente deformada por acomodación plástica a las presiones. Las trazas de clivajes transversales a las láminas son muy marcadas y se cortan formando triángulos equiláteros como se ve claramente en la fotografía.

El color de la muestra es verde aceituna con brillo de cera, pero tiene irregularmente manchas muy pálidas, grises y de reflejos perlados que parecen deberse a efectos mecánicos. Las láminas delgadas son limpias y transparentes en amarillo verdoso de aceite, o casi incoloras.

Las figuras de percusión resultan por demás incompletas y defectuosas; se forma apenas un exágono, casi nunca regular ni entero, de lados tangentes al agujero de la percusión y paralelos, generalmente, a las trazas de los clivajes transversales. No hay líneas radiales o sólo se ve el origen de alguna, produciendo una pequeña punta en la esquina del exágono.

Las figuras de corrosión no pude obtenerlas. El mineral es destruído por el ácido aunque sea más diluído; las láminas se hinchan y ablandan y parece que hay formación de sílice gelatinosa.

De las observaciones ópticas me limitaré a indicar que las hojas de este mineral de color más amarillo que las del anterior carecen también de pleocroísmo y no ofrecen perceptible birrefringencia, que la figura de interferencia muestra que el ángulo de los ejes ópticos, aunque variable, es mucho menor, que el signo óptico es negativo y que la bisectriz aguda es todavía un poquito oblicua respecto al plano de las hojas.

FUNDAMENTOS DE LA CLASIFICACIÓN

Debemos a Tschermak (*1*) el haber establecido que las cloritas forman principalmente una serie de silicatos isomorfos, cuyos extremos son la *serpentina* ($H_4Mg_3Si_2O_9$) y la *amesita* ($H_4Mg_2Al_2SiO_9$). Desde entonces la correcta interpretación fué aceptada, confirmada, revisada y ampliada con el ulterior conocimiento de términos de substitución con mucho

hierro. El trabajo más reciente y demostrativo es el de Winchell (5) que está también extractado en la nueva edición de Rosenbusch (6). El citado autor ha construído además un diagrama de las relaciones entre las propiedades ópticas y la composición química en el sistema de las clori tas, cuyo examen es provechoso. Con tales bases, es posible ponderar conjuntamente, aunque carezcan de precisión, los datos ópticos y químicos obtenidos en las dos muestras descriptas.

	Clinocloro	Antigorita
Ángulo de los ejes ópticos	como 35°	como 10 a 20°
Signo óptico	positivo	negativo
Inclinación de la bisectriz sobre (001)	muy perceptible	reconocible
Componentes (1):		
Si	escaso	abundante
Mg	escaso	abundante
Al	abundante	escaso
Fe	escaso	muy escaso
Cr	—	—

Del examen de estos datos se deduce que el mineral de la primera muestra queda dentro de los límites de las proporciones de mezcla del *clinocloro* (serpentina 40 — 60, amesita 60 — 40 %) y el de la segunda no ha de salir del límite de la *antigorita* hacia la *pennina* (serpentina 80, amesita 20 %).

BIBLIOGRAFÍA PRINCIPAL

1. Tschermak, *Die Chloritgruppe. Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften zu Wien,* 1890 und 1891.

2. Dana, *A System of Mineralogy.*

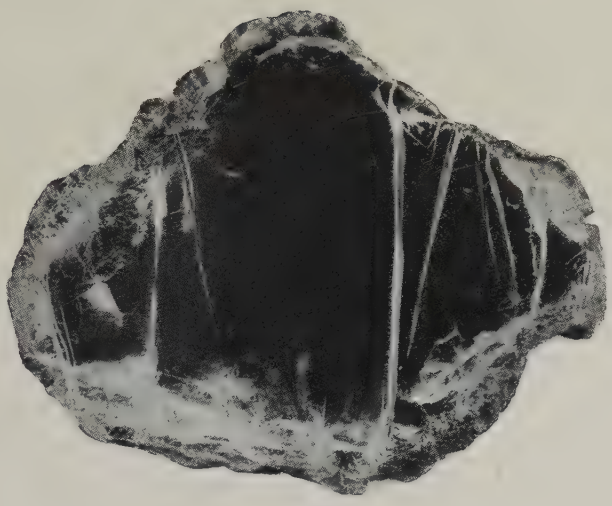
3. V. Goldschmidt, *Atlas der Krystalformen.*

4. P. Niggli, *Lehrbuch der Mineralogie,* 1926.

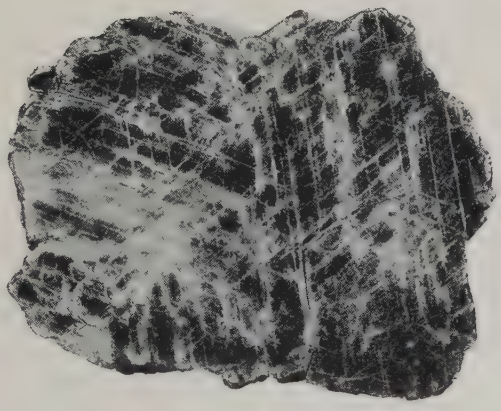
5. A. N. Winchell, *Chlorite as a polycomponent system. American Journal of Science,* S. 5, vol. XI, 1926.

6. H. Rosenbusch, *Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine,* Bd. I, 2, 1927.

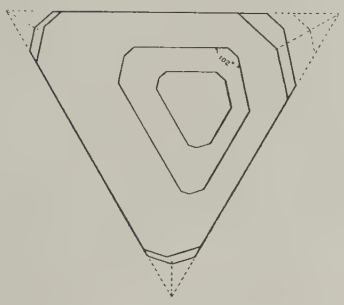
(1) Me ha ayudado eficazmente con estas determinaciones químicas el doctor *Nazario Álvarez,* jefe de trabajos prácticos para el ensayo de minerales en el curso de mineralogía y yacimientos mineros, a mi cargo.



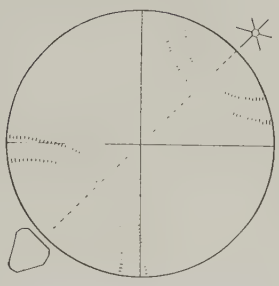
1, Lámina de *clinocloro* verde botella con pasaje marginal a *antigorita* y a serpentina fibrosa *(crisotilo)*. Casi tamaño natural



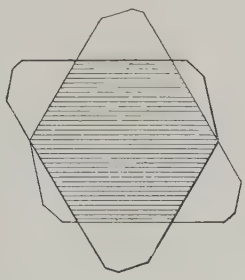
2, Lámina algo deformada de *antigorita* verde amarillenta, clivajes transversales en triángulos equiláteros. Casi tamaño natural.



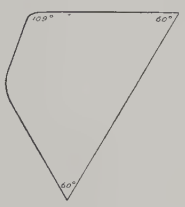
3, Representación geométrica de las figuras de corrosión del *clinocloro,* con dos ejemplos de modificación de las esquinas y dos marcas interiores de perímetros paralelos, excéntricos.



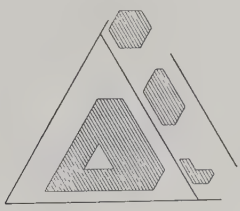
4, Figura de interferencia de una hoja de *clinocloro;* de puntos, traza del plano de los ejes (también plano de simetría) para indicar su relación con las figuras de percusión y de corrosión.



5, Correspondencia de dos figuras de corrosión en una hoja de *clinocloro;* cara superior, figura derecha; cara inferior, figura izquierda (vista por transparencia).



6, Contorno de una figura izquierda de las que obtuvo Tschermak en el *clinocloro* de Zillertal y de Westchester.



7, *Antigorita* que bordea al clinocloro (fig. 1) con líneas de clivaje en triángulos equiláteros e inclusiones de mica biotítica isoorientadas. Aumento cerca de 100.

LA CONSTITUCIÓN GEOLÓGICA DEL CERRO TUPUNGATO

(CON 3 LÁMINAS)

POR F. REICHERT

Las investigaciones hechas por Helbling y el autor en la Alta Cordillera de la valle del río Tupungato y de sus afluentes izquierdos tuvieron como principal objeto — a parte de fines de alpinismo — el relevamiento topográfico y la glaciación actual. Sólo accidentalmente nos hemos ocupado también de observaciones geológicas. Esta región que ha sufrido movimientos muy intensos, especialmente en la zona de los sedimentos mesozoicos marinos, requiere uu estudio prolijo por parte de un geólogo muy experto. Puedo comunicar, por consiguiente sólo algunos rasgos generales, que han sido publicados ya breve y parcialmente por Helbling (1).

Primeramente se ha podido constatar que el ambiente de la Precordillera o mejor dicho, de la cordillera del Cerro de Plata, con sus sedimentos paleozoicos metamorfizados por intrusiones graníticas pérmicas se prolonga desde Puente del Inca (2) en dirección aproximadamente meridional hacia el sur y aparece en el valle del Tupungato hasta más allá del pie oriental de la cadena que corona el cerro del mismo nombre (3).

Al oeste de esta línea se extienden porfiritas y especialmente pórfidos cuarcíferos de la serie del Pérmico superior y, acaso, Triásico infe-

(1) Las observaciones aquí expuestas han sido discutidas por mí con mi amigo el doctor P. Groeber, a quien agradezco la deferencia de haber interpretado geológicamente mis modestas observaciones.

(2) *Beiträge zur topographischen Erschliessung der Cordillera de los Andes zwischen Aconcagua und Tupungato, Sonderabdruck aus dem Jahresber. d. Akad. Alpenclubs* Zürich, 1918.

(3) *La Alta Cordillera de San Juan y Mendoza. An. Min. Agr. Sec. Geol.*, tomo VII, número 5, 1917.

rior. Más allá sigue la zona de los sedimentos marinos jurásicos intensamente perturbados y finalmente la zona de las porfiritas probablemente cretáceas, que contienen mantos y tobas de porfirita con labrador, de porfirita augítica y hornblendífera.

Al observar el mapa, se ve que la línea divisoria mantiene un rumbo, digamos, normal desde La Cumbre hasta el portezuelo del Morado. En este punto retrocede repentinamente hacia el este, pasando por el cerro Las Polleras y mantiene la dirección transversal hasta la cota 5085 del mapa chileno de 1 : 500.000, situada al norte de portezuelo del Tupungato.

Mientras que la línea divisoria sigue al norte del portezuelo del Morado a la zona de las porfiritas, probablemente cretáceas que componen los Nevados de Juncal y de Plomo de más de 6000 metros de altura, cruza, desde este paso hacia el este, la zona de los sedimentos marinos jurásicos; ellos forman en el cerro Las Polleras un anticlinal de alas paradas, constituídas por calizas esquistosas del Titoniano y del Neocomiano basal y en el núcleo del anticlinal aparecen las areniscas coloradas del Jurásico superior. En la cumbre del cerro he encontrado un amonita bien conservado que revela la edad titoniana de las calizas. Desde Las Polleras al este la línea divisoria cruza el ambiente oriental de nuestra región, es decir, al de las masas efusivas permotriásicas y de los sedimentos paleozoicos metamórficos (hornfels y pizarras arcillosas, con intrusiones de granito pérmico).

Desde la mencionada cota 5085 metros hacia el sur y más allá del cerro Tupungato, la línea divisoria sigue al ambiente de las masas efusivas permotriásicas. (Véase los análisis II y III del apéndice). Los sedimentos paleozoicos metamórficos aparecen en el valle del río Tupungato.

Pasemos ahora a la descripción de las observaciones que se pudieron hacer en los alrededores del cerro Tupungato (6650 m) del cual ofrezco aquí, como primicia, un panorama que fué tomado desde la ladera oriental del valle del río Tupungato desde un punto situado aproximadamente en 5000 metros de altura.

A la izquierda vemos la parte más superior del valle del río Tupungato que nace de dos glaciares provenientes del sudeste del cerro Tupungato y del paso Tupungato-Tunuyán, ambos cubiertos en grado extraordinario por el material de su acarreo. Si la cabecera del valle contiene aún otros glaciares, no me es conocido; queda aún por explorarse esta región.

Como ya se dijo, en el fondo del valle aparecen debajo de las acumulaciones de morenas diluviales y en el faldeo occidental del valle principal los sedimentos metamórficos paleozoicos. En los flancos del cajón que desciende del cerro Tupungato enfrente del punto de donde fué tomada la vista, aparecen rocas eruptivas de la serie permotriásica, y se

extienden hasta la cumbre de la línea divisoria. Su altura se mantiene por lo general y uniformemente alrededor de los 5000 metros. Los pasos o las abras recortan la línea de la cumbre sólo escasamente. Ya de por sí, la gran altura del cerro Tupungato que se eleva a más de 1600 metros sobre el nivel normal a que alcanza la sierra, demuestra que representa un agregado ajeno a la constitución del cordón central. Efectivamente se destaca — como se ve claramente en el panorama — por la coloración blanquecina de las rocas que forman el precipicio oriental del circo glacial del cerro. Además, estas rocas se encuentran en una posición aproximadamente horizontal y acusan sólo una leve inclinación radial con respecto al cerro. Esto constituye una diferencia marcada con las demás rocas de la región que — como se observa en todas partes — están plegadas y en posición aproximadamente vertical. Los glaciares mencionados que descienden del flanco sur y sudeste del cerro se distinguen, como ya se dijo, por la extraordinaria cantidad de escombros que los cubren, lo que revela que la cumbre de donde vienen debe estar compuesta de material poco resistente.

Al observar con más detención el perfil que nos ofrece la pared del circo, vemos que la estratificación de los bancos claros es bastante irregular. Creemos pues por esta razón que debe descartarse la suposición posible de que se trate de los conglomerados de Santa María pliocenos de Schiller que encontré más al norte en Los Chorillos. Estos sedimentos no suelen elevarse por encima de las cumbres altas de la región, si no se mantienen dentro del nivel general y se presentan conservados dentro de depresiones de terreno anteriores, que tuvieron primitivamente una posición poco elevada sobre el nivel del mar y que fueron ascendidas durante los movimientos de la tercera fase tectónica terciaria hasta los 5000 metros. En mayor altura no han sido encontrados nunca. En vista de que las cumbres de la región no exceden mayormente los 5000 metros, las acumulaciones del Tupungato con su altura de 6650 metros no pueden, pues, ser los conglomerados de Santa María.

Que los componentes de la serie de las capas o de los bancos blanquecinos no puede haber sido traído, por decir así, desde afuera, se reconoce por la inclinación radial de los bancos. Especialmente característico es el banco claro y grueso y el otro, poco espeso superior a él, que descienden desde la cumbre o desde el pie de la cumbre hacia la derecha y que se superponen a las rocas de zócalo de la sierra que forman la línea divisoria. En el mismo sentido se inclinan los bancos inferiores al mencionado banco grueso y de unos 500 metros de espesor. Al contemplar el panorama, vemos que las acumulaciones del Tupungato tienen su base en un nivel inferior al de la altura normal de la sierra o de las rocas más antiguas. Pero esto, lejos de constituir un argumento en favor de la interpretación de estas acumulaciones como conglomerados

de Santa María, nos indica, al contrario, que debe tratarse de acumulaciones de otra índole por esta razón: si fueran depósitos sedimentarios de una cuenca, sus bancos deberían estar inclinados hacia el centro de la cuenca o podrían encontrarse a lo sumo, en posición horizontal, pero en ningún caso podrían tener inclinación en sentido contrario, es decir, contra las paredes o los flancos de esta depresión orográfica.

Llegamos, pues, a la conclusión, de que se trata en realidad de acumulaciones volcánicas y que el volcán se ha instalado sobre una depresión elaborada por la erosión en la cadena andina después de su elevación, es decir, después de la tercera fase tectónica terciaria. Como se ve en el mapa adjunto, el faldeo oriental del volcán es bastante carcomido por la acción de los glaciares, el faldeo norte y sur, en cambio, que se recuestan sobre el filo de la cordillera, conservan aún la inclinación suave primitiva del faldeo del volcán. Que se ha extendido anteriormente también mucho más al este, se reconoce por el hecho de que se encuentran aún sobre los cerros situados, por ejemplo, al norte del cajón del panorama restos de sus acumulaciones que se destacan en la fotografía por su color claro de la roca obscura de su basamento. Muy bien conservada es aún la cúspide del cerro que es ancha y amplia y que contiene un cráter típico, todavía muy bien reconocible.

En las estribaciones del faldeo norte del volcán he recogido la muestra de roca cuyo análisis químico damos al final y que resulta ser una liparita (I). Que el volcán está constituído por rocas ácidas se desprende ya de su forma chata y la gran cantidad de material tufáceo, depositado en bancos a más del color claro de las acumulaciones. Si bien Helbling indica que ha encontrado una roca obscura en la cumbre, clasificada provisoriamente como basalto, esto no quiere decir que todo el cerco conste de esta roca, máxime que se trata sólo de un banco sumamente delgado de color negro y esponjoso, caracteres que han motivado la clasificación que no puede considerarse como segura. Es posible que se trate de alguna modificación de la roca ácida que también puede ser negra y esponjosa.

El volcán Tupungato es un «stratovulcán» y pertenece al grupo de los volcanes que empieza en el Maipo, o acaso en el Plateado y pasa por el San José y el Tupungatito hasta el Tupungato.

Al decir «volcán» puede aparecer que pensase que estamos en presencia de un volcán aun activo. Pero esto no es el caso. Vemos, por el contrario, que el domo ha sufrido una destrucción bastante importante que ha puesto a la vista parte de sus entrañas en el circo representado en el panorama, sin que erupciones recientes hayan restablecido la forma normal de volcán con el acarreo de nuevo material. La destrucción ha de ser obra de la glaciación reciente y local. No creo que el cerro haya existido ya en tiempo anterior a la glaciación diluvial, sino que se ha

elevado después de ella. La razón para ello consiste en el hecho de que en el sur de Mendoza y sobre la frontera con Chile existe aún un apreciable número de volcanes postglaciales cuyo aspecto es, según las fotografías de Groeber, prácticamente idéntico al del Tupungato. Además, no es imaginable, cómo pueda haberse mantenido la cumbre con su cráter, si se hubiese formado ya en tiempo preglacial, porque entonces debería haber sido destruída totalmente por la acción erosiva del hielo en la zona superior a la línea de la *névé*, como todas las demás cumbres de esta altura que forman filos cortantes como cuchillos y que no conservan nada de un faldeo anterior más suave, a pesar de que las rocas que los componen son una dureza y resistencia muchas veces mayor que la de las acumulaciones más o menos sueltas del Tupungato, que son llevadas en masa por los glaciares actuales, como se ve por la enorme carga de escombros que cubren los glaciares ya mencionados, que descienden del sur y sudeste del cerro.

Composición de las rocas eruptivas del macizo del Tupungato (1)

	I	II	III
SiO_2	74,02 %	62,09 %	63,80 %
Al_2O_3	11,50	16,67	16,80
Fe_2O_3	0,00	1,12	1,01
FeO	4,04	2,90	3,62
MgO	vestigio	2,19	0,20
CaO	0,15	4,64	5,10
Na_2O	5,03	6,09	5,98
K_2O	4,63	2,30	2,40
TiO_2	0,18	0,63	0,80
P_2O_5	0,12	0,33	0,30
MnO	0,23	0,62	0,20
H_2O	0,10	0,10	0,00
	99,85	99,72	100,20

I. Roca de color rojo (Liparita) con fenocristales de sanidina. Cresta nordeste del Tupungato.

II. Pórfiro de los contrafuertes al nordeste del Tupungato. Pasta obscura porosa con feldespatos y hornblenda.

III. Pórfiro de la cadena del Tupungato. Pasta roja con fenocristales abundantes.

(1) F. Reichert, *Investigaciones geoquímicas,* en *Anales de la Sociedad Científica Argentina,* 1916.

Plano de orientación 1 : 500 000 tomado del mapa catastral de Chile

ORIGEN DEL RELIEVE

Y DE LOS

CONTORNOS ACTUALES DE LA AMÉRICA CENTRAL

(CON 2 LÁMINAS)

POR KARL SAPPER

I

Los movimientos del Terciario superior

La mayor parte de Centro América está dotada de un relieve muy quebrado. Según una antigua teoría, que aun hoy cuenta con partidarios, las serranías de todo Centro América representarían el eslabón que une las grandes cordilleras meridionales de ambas Américas. Pero ya Alexander von Humboldt, a pesar de no haber visitado nunca este puente de tierra firme entre las dos masas continentales, presintió que ellas eran dos unidades distintas y que se les interponía un tercer elemento independiente. Este punto de vista fué compartido por C. Ritter. Su comprobación definitiva es de fecha relativamente reciente. Se debe al empeñoso estudio de diversos exploradores realizado desde mediados del siglo pasado.

En 1863, M. Wagner (1) reconoció que la cordillera de Costa Rica y de Panamá tiene una dirección de este a oeste. En 1873, C. von Seebach indicó que el continente del norte termina en el estado de Oaxaca con el borde del altiplano mejicano. Al sur y al este del istmo de Tehuentepec empieza la América Central que forma una unidad tectónica con las Antillas. Me adhiero plenamente a las opiniones de Staub sobre las líneas estructurales representadas en el mapa adjunto que acompaña un artículo suyo aun no publicado. En lo esencial, la creación

(1) *Naturwissenschaftliche Reisen im tropischen Amerika.* München, 1860.

de las cadenas de plegamiento es de edad supramiocena y pertenece al llamado « Antillean stage » de los geólogos norteamericanos. La cadena septentrional nace en Honduras inglesa (Cockscomb-Mountains) y se prolonga por las islas de Caimán y la sierra de Maestre del SE de Cuba hasta la península septentrional de Haití y hasta Puerto Rico, y las islas Vírgenes, donde termina. Suess (1) creía que el arco de las Antillas Menores fuera el eslabón de unión entre la zona plegada del norte de Venezuela y las Antillas Mayores. Pero esta idea debe desecharse como demostró W. Sievers (2). Efectivamente la cordillera de los Andes concluye con la cadena de Mérida. Las sierras caraibes del norte de Venezuela son más antiguas y entre ellas y los Andes no existe ninguna unión orgánica.

La cadena centroamericana austral empieza al oeste de Chiapas, forma un arco que pasa por Guatemala y Honduras y se prolonga por Jamaica hasta la parte sur de Haití, donde se acerca a la cadena septentrional.

Cito brevemente que en la constitución de Centro América toman parte rocas precámbricas (3), sedimentos paleozoicos, representado solamente por Carbonífero mayormente marino, luego Triásico marino y terrestre, y Cretáceo medio y superior marino, a menudo en facies de *Rudistas*. Especialmente interesante es la forma rara *Barettia,* típica para Guatemala y Jamaica, lo que demuestra que existía en aquel tiempo una zona costanera continua de poca profundidad entre estas dos regiones. Es digno de mención la posibilidad de que en el cretáceo intermedio se hayan producido movimientos tectónicos aun poco conocidos.

El Terciario está representado por varios pisos aun poco estudiados y de edad poco segura. La fauna que he recogido en Chiapas fué clasificada por José G. Aguilera (4) y considerada como supramiocena. E. Böse (5), en cambio, la toma como perteneciente al Plioceno inferior.

La clasificación exacta de la edad de estas capas es de cierta importancia para saber en que época se han producido los movimientos orogénicos que crearon los rasgos principales del relieve de Centro América. En todo caso no puede haber ninguna duda de que tuvieron lugar más o menos al final del Terciario, pero son anteriores a los del final del Plioceno. En lo esencial se trata, según mi opinión, de movimientos as-

(1) *Antlitz der Erde,* III².

(2) *Süd-und Mittelamerika,* Leipzig y Wien, 3 Aufl., 1915.

(3) Sapper, in *Ergänzungsheften,* 113 y 127 *zu Petermanns Mitteilungen.*

(4) Comunicación epistolar.

(5) *Boletín del Instituto geológico de México,* n° 20.

cendentes de bloques, separados por fajas plegadas de menor importancia. Los consideraría como efectos concomitantes y como consecuencias secundarias del ascenso general.

El sistema orogénico septentrional empieza claramente al oeste en la región del istmo de Tehuantepec y está separada del altiplano de Méjico por una depresión cubierta en parte por depósitos cuaternarios. El sistema montañoso austral empieza al sudoeste del gran lago de Nicaragua y constituye un arco convexo hacia el sur. Al este del abra de Panamá tuerce su rumbo hacia el sur y se agrega de una manera desconocida a la rama occidental del sistema de los Andes. Me inclino a suponer una yuxtaposición de ambos sistemas de plegamiento, pero los Andes han de ser una unidad tectónica enteramente distinta. Se repetiría pues, al sur, la misma combinación de elementos tectónicos distintos que hemos conocido del norte. Será permitido, por consiguiente, considerar a Centro América como provincia independiente en el sentido geológico y, por ende, geográfico.

Aunque no disponemos por ahora de datos detallados sobre los procesos generadores de las cadenas, sabemos, sin embargo, que ambos sistemas centroamericanos han sido formados por fuerzas tectónicas dirigidas de norte a sur.

Entre ellos se extendió un amplio mar, que, en el Terciario, impidió todo intercambio de flora y fauna entre los continentes americanos del norte y del sur. Se entiende que la región guatemalteco-hondureña albergaba una flora y fauna septentrional, mientras que la zona costaricano-panameña pertenecía exclusivamente al ambiente sudamericano.

En una época no muy bien definida, pero probablemente al fin del Plioceno, volvieron a actuar nuevos movimientos ascendentes que acusan una dirección meridional, es decir andina. Por ahora no quiero afirmar si existe conexión con la tercera fase tectónica andina, pero no me parece imposible. Además es de interés llamar la atención sobre el hecho de que, según Hershey, aparecen en la península de Azuero y, según B. Mierisch, en el este de Nicaragua trozos aislados de rumbo andino de edad desconocida.

Es en esta época suprapliocena que se agregó a Centro América la península de Yucatán, elevándose paulatinamente. Subió al sur hasta 500 metros y al norte hasta 20-30 metros sobre el nivel del mar, de modo que representa un bloque volcado hacia al norte. Al sudeste se halla una serie de fallas que encierran bloques largos y estrechos escalonados. Ellos descienden hasta debajo del nivel del mar. El mismo fenómeno se prolonga hacia el sur hasta Honduras inglesa donde las fallas adquirieron ahora un rechazo importante, tronchando la cadena septentrional del plegamiento antillico-centroamericano.

Es probable que al oeste, del lado de la cuenca del Petén, los Coxcomb-Mountains sufrieron una fracturación semejante, de modo que actualmente representarían un *horst*, y efectivamente llevan en su cumbre una semillanura, ascendida. Más tarde — en el Cuaternario — la zona marginal oriental volvió a sumergirse tan lentamente que los arrecifes coralinos costaneros pudieron igualar la medida de descenso y mantenerse por su crecimiento, formando una larga hilera de islas de corales. Observando más detenidamente la hilera, se constata que a los 16°30′ latitud norte y a los 88° longitud oeste de Greenwich ella forma una saliente de 25 kilómetros en cuya terminación se acoda y vuelve a ajustarse al rumbo general SE. Es esto un claro indicio de que la costa estaba constituída primitivamente por bloques escalonados.

El Petén ya mencionado es una depresión tectónica, rodeada al este, sur y acaso al oeste por fallas. Al este del Petén sigue la zona del estado de Chiapas. Al sur de la depresión de Tabasco, rellenada ahora de depósitos cuaternarios, se eleva en escalones gigantescos. Al sudoeste desciende en forma parecida a lo largo de fallas de menor rechazo hacia el graben del río Chiapas, cercado al sur por cadenas compuestas de rocas paleozoicas y por granito, probablemente postcarbonífero. Cuán joven es el ascenso del centro de Chiapas, se desprende del hecho de que he hallado depósitos marinos del teriario más joven en una altura de 2400 metros en la sierra de Chamula. El graben del río Chiapas termina más o menos sobre la frontera de Guatemala y de Méjico contra fallas transversales. Más allá de ellas se levantan los altos Cuchumatanes que continúan en el Alta Verapaz. Esta faja de terreno está despedazada en un sinnúmero de bloques pequeños; cada uno de ellos se comporta como individuo tectónico. El conjunto ofrece el aspecto de un mosaico de trozos ascendidos y descendidos en la forma más variada.

Al sur de esta zona cruzamos la alta valla de las rocas del Carbonífero y luego y al sur las del Precámbrico. Ella fué igualmente ascendida en el Plioceno superior pero con cierta uniformidad, aunque abundan las fallas de edad variada. Todo este conjunto ha sido tronchado oblicuamente por fallas, ahora en parte escondidas debajo de las enormes acumulaciones andesíticas. Se trata, como es natural en estas rocas, de masas ígneas viscosas que se amontonan cerca de su salida; ellas formaron en nuestro caso serranías alongadas cuyo perfil es regularmente combado. En la falda de esta serranía andesítica se levantan grandes volcanes y al pie austral se extiende una ancha faja de depósitos aluviales; por entre ellos se asoman de vez en cuando trozos del zócalo antiguo.

Mientras que en Guatemala y en El Salvador la viscosidad del magma causó el amontonamiento de las masas efusivas, en Honduras y en el norte de Nicaragua su mayor fluidez permitió el derrame extensivo y la

formación de mesetas, ampliándose de esta manera los dominios de la tierra firme hacia el sur.

En forma parecida se desarrolló la formación del sistema costaricano-panameño.

Robert Hill encontró indicios de una actividad volcánica explosiva en el Cretáceo superior de Costa Rica, pero estas manifestaciones son poco importantes. El verdadero período activo pertenece al Terciario superior y al Cuaternario.

Aunque el ancho del estrecho de mar entre norte y sur disminuyó considerablemente a causa de los derrames neovolcánicos, su desaparición definitiva se debe sin duda a otras causas, es decir a ligeros movimientos ascendentes meridionales de eje andino, probablemente casi simultáneos al ascenso de Yucatán, etc. Fué este el momento en que empezó el intercambio de faunas y floras de Norte y Sud América. Mientras que nuestras deducciones están basadas únicamente en hechos geológicos, Zittel, Arldt y von Ihering llegaron a las mismas conclusiones, partiendo del estudio de las faunas fósiles.

II

El relieve

En sus grandes líneas, los contornos de Centro América corresponden a líneas de fallas que separan bloques desplazados verticalmente por movimientos diferenciales de ascenso y descenso.

Sobre todo la costa oriental es en su configuración un producto de estos movimientos en Yucatán, Honduras y Nicaragua, en escala algo menor lo es también la costa austral de Guatemala, del Salvador y de partes de Costa Rica. La ulterior elaboración de las costas se debe en gran parte al trabajo del oleaje del mar y de las corrientes marinas que transportaron materiales a lo largo de la costa desde lugares atacables a otros donde fueron redepositados. Apreciable es el transporte por los ríos y por el viento, y sobre todo importante es la fuerza emisora de los volcanes que hizo cambiar de sitio a menudo a grandes masas de materiales sueltos, aumentando de este modo y no raras veces el dominio de la tierra firme.

Bajo circunstancias especiales, la actividad volcánica pudo producir grandes transformaciones en la costa. En el principio del Cuaternario, por ejemplo, el actual gran lago de Nicaragua (1) era un seno de mar que

(1) Ch. W. Hayes, Walker, en *Report of the Nicaragua Canal Commission*, Washington, 1901.

se comunicaba con el océano Pacífico. Grandes erupciones volcánicas separaron con sus acumulaciones este seno del mar abierto de modo que sus aguas se transformaron poco a poco por la afluencia del agua llovida en un lago de agua dulce. Antes de la formación del lago, el *divortium aquarum* interoceánico se había encontrado cerca del Castillo Viejo. En el transcurso del tiempo, el río San Juan, de fuerza erosiva considerable y tributario del Atlántico, alcanzó con su erosión retrógrada al espejo del lago, produciéndose de esta manera su captación y agregación al sistema de desagüe tributario del océano atlántico. Que los acontecimientos geológicos se produjeron en esta forma, se desprende del hecho de que viven en el lago aun tiburones que se han podido amoldar al cambio de condiciones de vida debido al reemplazo paulatino del agua salada por el agua dulce, y por el hecho de que estos tiburones pertenecen a la especie del Pacífico y no a la del Atlántico.

Al contemplar solamente las grandes alturas del interior de Centro América, sus formas suaves y la ausencia de picos salientes, podría pensarse que el relieve fuera en total poco accidentado, pero esta forma de terreno se encuentra solamente allí, donde los surcos de erosión de los ríos mayores conservan una distancia más o menos grande entre sí. Donde los ríos se acercan y donde las elevaciones intermedias son considerables, las lomadas suaves se reducen y se transforman, carcomidas en ambos lados, en filos cortantes. La existencia de restos de una antigua superficie suavemente ondulada, las zonas intensamente transformadas por una erosión juvenil, los valles en partes angostos y limitados en su fondo al cauce del río al lado de otros valles ya algo ensanchados, produce un cuadro orográfico o morfológico sumamente variado.

Donde imperan en la composición del substratum del suelo las calizas y dolomitas, como en el norte de Centro América, abundan las colinas, las cuevas y los ríos subterráneos formando un paisaje típico de Karst. Las regiones, donde se encuentran preferentemente estos fenómenos, son el Alta Verapaz y los Cockscomb Mountains australes, y en menor escala, las regiones bajas de Petén y de Yucatán.

Al lado de las grandes cadenas de sierras, llaman la atención las altas lomas de Chiapas, Guatemala, El Salvador y de Costa Rica septentrional, de las cuales la más alta es el cerro Cotzic con 3600 metros de altura sobre el nivel del mar. Se trata de regiones que llevan, por decir así, un sombrero de rocas volcánicas terciarias. En vista de que ellos han tomado parte en el ascenso general ya están intensamente atacados y surcados en sus bordes por la erosión. En Honduras y Nicaragua, las erupciones en masa no produjeron mayores alturas a causa de la poca viscosidad de la lava, pero rellenaron el relieve anterior, igualando y nivelando la superficie. Es natural que estas acumulaciones han sido

recortadas posteriormente por la erosión y que dan lugar a la formación de mesetas.

Muy jóvenes son los volcanes de Centro América y por ello han conservado hasta hoy su forma primitiva. Ellos forman en el norte de la región las alturas más grandes, como por ejemplo el Tajumulco con sus 4210 metros de altura y están eregidos especialmente por sobre las lomadas o las rampas de las sierras neovolcánicas terciarias. Solamente los volcanes recientes de Nicaragua hacen en esto una excepción, porque están insertados en una depresión tectónica, un graben, entre la bahía de Fonseca y el gran lago de Nicaragna. Casi lo mismo puede decirse de los volcanes más antiguos del noroeste de El Salvador y del sudeste de Guatemala que están agrupados a un lado de las líneas principales.

Entre ellos la mayor parte son estrato-volcanes de forma cónica admirable con flancos poco o nada surcados por la erosión. Además se encuentran otros ya algo destruídos y unos pocos de estructura más complicada que han producido más o menos exclusivamente masas de lava, como el cerro Quemado o el cerrito de Oro, el Culma, etc.

Como vemos, el relieve de Centro América es muy accidentado. Las regiones llanas son escasas y se encuentran con excepción de las planicies costaneras de reducida extensión, practicamente sólo en la península de Yucatán. Ella representa una meseta tabular con levísimas ondulaciones causadas por la denudación y por derrumbe de grandes cavidades subterráneas. Puede mencionarse todavía en este conjunto el Petén, que es muy parecido a la península de Yucatán, pero ya se distingue de ella por algunas cadenas de sierras diseñadas con líneas más enérgicas.

En las regiones altas, muchas depresiones de terreno están rellenadas por material detrítico de las sierras y por acumulaciones de masas sueltas eruptivas. Este relleno ha sido en ciertos casos tan abundante que se han podido formar altiplanicies con leves depresiones en la parte central. Es cierto que ahora estas altiplanicies han sido recortadas posteriormente por la erosión, pero aún se conservan extensiones considerables. Además encontramos en los fondos de los valles de los ríos acumulaciones que se formaron al perder los ríos su fuerza erosiva, por haber llegado en la profundización de su lecho hasta cerca de su nivel de base. Las acumulaciones más antiguas — terciarias — han sido elevadas por los dos movimientos ascendentes, hasta cierto punto bruscos o repentinos del Cuaternario. Consecuentemente los ríos recortaron nuevamente estas acumulaciones de valle que forman ahora dos niveles de terrazas que acompañan los cursos de los ríos. El sistema de estas dos terrazas ha sido comprobado sobre vastas extensiones en Guatemala, El Salvador y Costa Rica. Al lado de éstas se observa la existencia de otras terrazas que no entran en este grupo. Pero en estos casos se trata

generalmente de terrazas de roca firme originadas por una mayor resistencia de un estrato contra la erosión, o de movimientos diferenciales durante los ascensos de uno que otro bloque individualizado, como pudo comprobar Termer en los altos Cuchumatanes.

Estos ascensos mencionados nos demuestran que el suelo centroamericano fué afectado por fuerzas tectónicas aun hace poco. La existencia de este doble sistema de terrazas tanto en el norte como en el sur, demuestra que las dos porciones anteriormente separadas de Centro América fueron soldadas por los movimientos ascendentes suprapliocenos, de modo que formaron luego un solo macizo.

LEYENDA
Arcos de Proterozoico superior.
Arcos postcarboníferos.
Arcos del Mioceno superior.
Fallas del Mioceno superior.
Arcos pliocenos.
Acumulaciones volcánicas plioceno-cuaternarias.
Volcanes.
Fallas pliocenas.
GULF VON MEXICO
CARAIBISCHES MEER
PACIFISCHER OCEAN
PLEISTOCAENE TAFELLANDSCHAFT
PLIOCAENE KALK
ALLUVIAL-EBENE
ERUPTIV.-DECKEN
O. TUFFE
DECKEN-O. TUFF-LANDSCHAFT
BOSQUEJO
DE LAS
LÍNEAS ESTRUCTURALES
DE LA AMÉRICA CENTRAL
Por K. SAPPER
100 50 0 100 200 300 km

EL CERRO «OTTOSHÖHE» DE BARILOCHE

(CON UNA LÁMINA)

POR WALTHER SCHILLER

Inmediatamente al oeste del pueblito [San Carlos de] Bariloche (1) álzase el cerro denominado «Ottoshöhe» (2), con unos 650 metros sobre el lago Nahuel Huapí (que está a su vez a 755 ó 767 m. arriba del nivel del mar). Geológicamente presenta algo tan extraño como se ve en muy pocos lugares de la República Argentina, no sólo con respecto a la estratigrafía, sino especialmente a la petrografía.

Sobre la orilla austral del lago Nahuel Huapí, en la misma población de Bariloche y más al oeste, afloran conglomerados, areniscas y tobas volcánicas, en parte silicificados, que llevan abundante madera carbonizada, troncos de árboles silicificados y hojas de dicotiledóneas. Su inclinación es más o menos 10°-20° al este y sur. Son las capas, llamadas por su descubridor, Santiago Roth, «Piso de Nahuel Huapí» (3). La edad es, según Friedrich Kurtz (4), miocena.

(1) = Vuriloche.

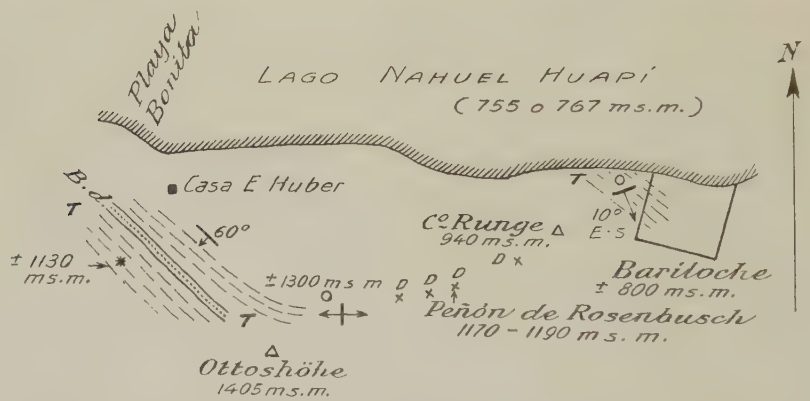
(2) Llamado así en honor de uno de los primeros colonos alemanes de esta población, señor Otto Gödecke.

(3) Véase: 1° Roth, en *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie,* XXVI, Beilage-Band. Stuttgart, 1908, páginas 120, 128; 2° Ricardo Wichmann, en *Anales del Ministerio de Agricultura de la Nación. Sección geología, mineralogía y minería,* tomo XIII, número 4, Buenos Aires, 1919, página 21; 3° Roth, en *Revista del Museo de La Plata,* tomo XXV, Buenos Aires, 1921, páginas 158, 164; 4° Roth, *ibid.,* tomo XXVI, Buenos Aires, 1922, páginas 337 341 y 352; 5° Juan Rassmuss, en *Dirección general de minas, geología e hidrología.* Boletín 28, serie B (geología), Buenos Aires, 1922, página 12; 6° Schiller, en *Neues Jahrbuch für Mineralogie,* etc., LIII, Beilage-Band, Stuttgart, 1926, páginas 397-399 (con 1 fig.), 407-408, lámina IX. Por supuesto, serán las mismas capas mencionadas por León Wehrli en *Revista del Museo de La Plata,* tomo IX, La Plata, 1899, página [10] 230.

(4) Véase ROTH, *loc. cit.,* 1921, páginas 158, 164.

Subiendo (1), desde la salida occidental de la mencionada población, en dirección sudoeste, se ve cómo emerge una roca de aspecto porfírico gris-verdosa, un poco al sudoeste del «Cerro Runge» (2) y unos 200 metros arriba del lago (véase croquis geológico adjunto). Siguiendo en dirección hacia la cumbre de la Ottoshöhe, como 420 metros sobre el Nahuel Huapí, vemos algo sorprendente: un peñón (3) de más o menos 20-23 metros de alto, cuya base (tal vez 8,5-9 m.) está formada por una roca de profundidad, granuda, de color gris claro, la cual pasa paulatinamente a otra con los mismos componentes mineralógicos, pero de una estructura porfírica (13-14 m. aproximadamente).

Este es un fenómeno poco común del cual no conozco en la República Argentina ningún otro ejemplo análogo. Se trata del mismo peñasco que



Croquis geológico de la región al oeste de Bariloche, cordillera argentina del sur (según una inspección muy ligera); D = lacolito de *diorita*, supraterciario, *con facies* marginal *andesítica*; T = capas del Terciario inferior — intermedio, *fosilíferas*. Los dos ° indican restos *vegetales* = «piso de Nahuel Huapí» (Roth); la * marca el hallazgo de *invertebrados* marinos = «piso de Bariloche». B. d. = banco duro grueso sobre los dos pisos. (Escala 1 : 100000).

cita León Wehrli (4) con pocas palabras, hablando de un granito efusivo. Este autor (5) menciona, en términos vagos, otros dos hallazgos de tal índole; de uno, observado por él y Carl Burckhardt, no indica la loca-

(1) Hicimos esta excursión tan instructiva: el jefe de trabajos prácticos de zoología y biología en el Museo de La Plata, Pablo Gaggero, y yo, el 21, II, 1922, con el señor Oskar Runge, uno de los más antiguos habitantes de Bariloche, que tuvo la amabilidad de guiarnos.

(2) Nombre del mencionado señor; situado como 1 kilómetro al sudoeste del pueblo.

(3) Por su singularidad petrográfica, he bautizado a esta torre sin nombre: «Peñón de Rosenbusch», en memoria del célebre maestro de petrografía Harry Rosenbusch.

(4) Wehrli, en *Revista del Museo de La Plata*, tomo IX, La Plata, 1899.

(5) Wehrli, *loc. cit.*, 1899, página [9], 229.

lidad, y el otro, dice, ha sido encontrado por Burckhardt en la cadena de Lonquimay (al norte del lago Nahuel Huapí, y al este de Curacautin, en Chile) (1). Algo idéntico supone Percy D. Quensel (2), con respecto al cerro Pinto (orilla septentrional del Skyring Water, Chile austral), pero no lo ha podido observar directamente.

Ascendiendo más, desde el peñón en dirección hacia la cumbre de la Ottoshöhe, alcanzamos pronto en más o menos 540 metros sobre el lago, el techo de la intercalación eruptiva. Son los mismos conglomerados, areniscas y tobas volcánicas, en parte silicificados, como los hemos visto al pie de Bariloche; llevan hojas de dicotiledóneas bien conservadas. Su posición es horizontal, cerca y en la misma cumbre (como 640 m. sobre el Nahuel Huapí) de la Ottoshöhe. Aparentemente no están dislocados. Lo único anormal que se percibe es que el eruptivo se ha entrometido en las capas plantíferas. Si bajamos, empero, hacia el oeste observamos los mismos bancos, ahora fuertemente enderesados con inclinación hasta 60° al oeste. Tienen la apariencia de que hayan sido levantados por la roca ígnea, la cual los ha atravesado también con sus apófisis.

El hecho de que la masa eruptiva penetró entre los sedimentos, y la ausencia de rodados de élla en los estratos superpuestos, comprueban que el primero es más joven que los segundos. ¿Qué edad tienen ahora éstos? Ya hemos visto que contienen hojas de dicotiledóneas de manera que son más jóvenes que el Cretáceo intermedio, según Kurtz, de edad miocena. Pero podemos precisar la posición estratigráfica con más seguridad aun.

Encima de las capas con plantas fósiles recién mencionadas descansan concordantemente tobas volcánicas duras, de color gris marrón, en parte silicificadas, que tienen el aspecto de calizas, pero que no dan ni rastro de reacción con HCl. En ellas han encontrado S. Roth (3) y Ernst Huber (4) invertebrados marinos. Una revisión de este lugar (5) suministró unas 25 especies, las cuales he determinado provisoriamente. Las más características son algunos *moluscos* del « Piso de Bariloche » (6) = Terciario inferior intermedio. Helos aquí:

(1) En trabajos posteriores, al parecer, no vuelven ni Wehrli ni Burckhardt sobre este asunto.

(2) Quensel, en *Bulletin of the Geological Institute of Upsala*, volumen IX, Upsala, 1911, páginas 33-34. Apareció también como el número 3 de los *Geologische Ergebnisse der Schwedischen Expedition nach Patagonien und dem Feuerlande, 1907-1909, unter Leitung von Dr. Carl Skottsberg.*

(3) Comunicación verbal.

(4) y (5) El señor Huber, de Bariloche, tuvo la gentileza de llevar a S. Roth, P. Gaggero y a mí, en febrero, respectivamente, marzo de 1922, a un punto descubierto por él, donde recogimos una fauna bien determinable.

(6) Llamado así por mí. Compárese Schiller, *loc. cit.*, 1926, páginas 397-399 (con 1 fig.), 408, lámina IX.

Malletia (Nucula, Leda) ornata Sow. sp.;
Marcia (Venus) cf. arenosa Ortm. sp.;
M. (V.) Ortmanni v. Ihering
= *M. (V.) striatolamellata* v. Ihering
= *Chione (V.) Darwini* Ortm. sp.
= *Ch. (V.) navidadis* Phil. sp.;
Ch. (V.) ¿Ovallei? Phil. sp.;
Ch. (Protothaca, V.) antigua King sp.
o *Ch. (V.) Munsterii (Münsteri)* d'Orb. sp.;
Ch. (Ameghinomya) argentina v. Ihering
= *Ch. (V.) Volckmanni* Phil. sp.;
Dosinia cf. magellanica Ortm.;
Psammobia Darwini Phil.
o *Mactra bonariensis* Phil.
= *M. patagonica* Phil.;
Atrina (Pinna) cf. tumida Phil. sp.
o *A. (P.) cf. magellanica* v. Ihering
= *A. (P.) semicostata* Phil.
= *P. navidadis* Wilck.;
Myochlamys (Pectea) jorgensis v. Ihering;
M. (P.) ¿praenuncius? v. Ihering
o *M. (P.) centralis* v. Ihering;
Turritella cf. ambulacrum Sow.;
Struthiolarella (Struthiolaria) cf. Ameghinoi v. Ihering sp.;
Dentalium sulcosum Sow.

El conjunto de esta *fauna* corresponde o a la Formación Patagónica o a los estratos coetáneos del *Infraterciario* de Chile austral. De manera que la intrusión de la masa eruptiva es posterior = supraterciaria.

BREVE RESEÑA DE LAS VARIEDADES DE LA ROCA INTRUSIVA

Hasta la fecha no ha sido posible hacer un examen ni microscópico ni químico de las rocas eruptivas de la Ottoshöhe. Tengo que limitarme por el momento a un ensayo de determinación con ayuda del vidrio de aumento.

1. La parte granuda (1) del «Peñón de Rosenbusch» (2) es de estructura granítica. Parece componerse de cuarzo, feldespatos en parte ví-

(1) Muestras números 450, 451, 456, 458 del Departamento de mineralogía y petrografía en el Museo de La Plata.

(2) Vease la nota 3 de la página 336.

treos (sanidina), plaglioclasa y anfíbol verdoso, en parte descompuesto. Esta composición sería más bién andesítica pero la roca granular gris tiene un aspecto de *diorita cuarcífera.*

2. Hacia arriba (1), el grano disminuye y la estructura se convierte en porfírica, con medianos cristales de sanidina y anfíbol. Además parece que contiene cuarzo blanco, plagioclasa blanca (con estrías de macla marcadas), y biotita negra. Corresponde entonces a una *andesita* ¿cuarcífera? Color más obscuro, gris verdoso.

3. La parte más alta del «Peñón de Rosenbusch» tiene cristales más reducidos (2), en una masa densa. Componentes: sanidina, plagioclasa, anfibol, biotita Siempre será una *andesita* ¿cuarcífera? Color gris marrón. Deja ver pequeños poros escasos, revestidos de cristales de cuarzo.

4. Parecida a la parte intermedia (3), es también la roca (3) en el primer peñón, arriba de la casa de Runge y del cerro del mismo nombre. Contiene varios cristales regularmente grandes de cuarzo Encuéntranse unos cuantos poros chicos.

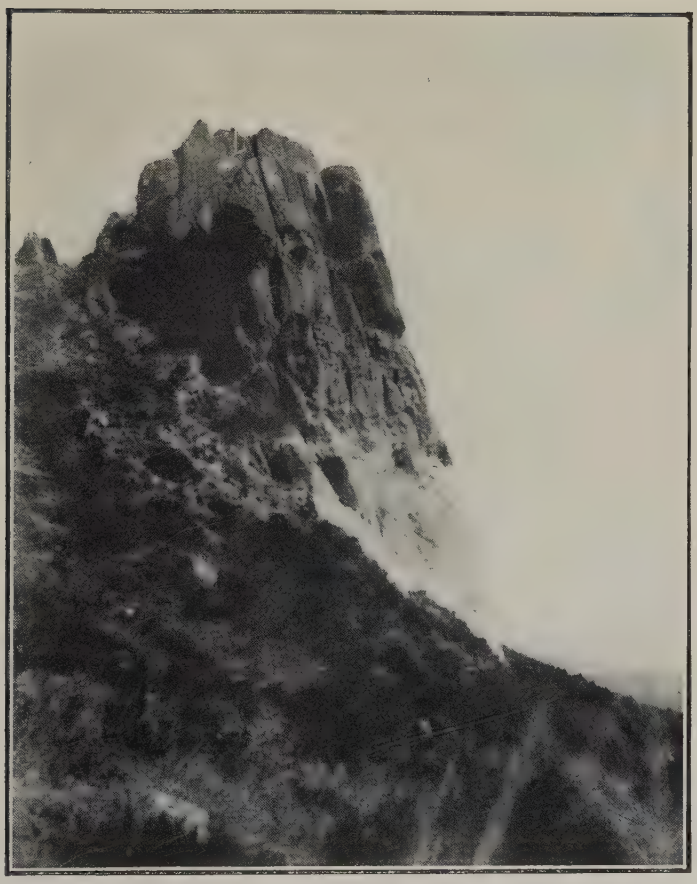
5. Las muestras (4) que poseo yo de los filones de la roca dioritica o andesítica, que atraviesan el «Piso de Bariloche», están demasiado descompuestas para determinar los minerales con la lente.

(1) Muestras números 413, 417, 454, 470 del mismo departamento.

(2) Números 215, 415 del mencionado departamento.

(3) Número 449 del mismo departamento.

(4) Números 185, 201.



« Peñón de Rosenbusch », al este de la « Ottoshöhe », sobre la orilla sur del lago Nahuel Huapí, cordillera del sur. Vista tomada desde el este. La parte basal blanca (unos 8 $^1/_2$-9 m) es de roca granuda con aspecto de diorita. El color se debe a la abundancia de plagioclasa de grano mediano. Las porciones superiores, gris y gris-marrón (tal vez 13-14 m), representan la facies andesítica de la mencionada roca de profundidad; hacia arriba son de grano siempre más fino. Los tonos obscuros resultan del tamaño chico de los cristales de plagioclasa y, tal vez, de la predominancia de los silicatos negros. (Fotografía de Pablo Gaggero, 21-II-1922.)

LA DIFERENCIACIÓN DE LAS CIENCIAS GEOLÓGICAS

DE ACUERDO CON EL TÍTULO DE SUS REVISTAS

Por ENRIQUE SPARN

Según un trabajo publicado últimamente (1) aparecen en la actualidad más de cuatrocientas (2) revistas (3) de ciencias geológicas y afines, entre las cuales no figura ninguna que se remonte al último cuarto del siglo XVIII. Fué en esta época cuando principiaron a fundarse — primero

(1) E. SPARN, *Catálogo universal de revistas de ciencias exactas, físicas y naturales.* Con suplemento I y II. Academia nacional de ciencias, miscelánea número 1, 6 y 9. Córdoba, 1920-1925.

(2) De estas 400 revistas (incluso publicaciones en serie) corresponden a :

Alemania	95	Argentina	3
Estados Unidos	61	Chile	3
Francia	35	Brasil	3
Rusia	28	Perú	3
Austria	18	Méjico	3
Australia	18	Rumania	3
Inglaterra	16	Nueva Zelandia	3
Japón	12	India neerlandesa	3
Italia	10	Finlandia	2
Bélgica	10	Dinamarca	2
Holanda	8	Checoeslovaquia	2
Suiza	7	Yugoeslavia	2
Hungría	7	Indochina	2
Canadá	7	Portugal	1
Suecia	5	Bolivia	1
China	5	Colombia	1
Polonia	5	Cuba	1
Unión Sudafricana	4	Islas Filipinas	1
Noruega	4	Madagascar	1
España	3	Egipto	1
India Inglesa	3	Ceylán	1

(3) Incluso publicaciones en serie.

en Alemania (1788) (1) — revistas especiales de ciencias geológicas (mejor dicho, comparando con aquel tiempo, de minas).

Entre las revistas geológicas que actualmente siguen publicándose, figura como la más antigua, los importantes *Annales des Mines*, que aparecieron por primera vez en París en 1816, y los cuales llevan editados más de doscientos volúmenes hasta ahora.

Recién diez años más tarde salió a luz, por intermedio de la Sociedad Geológica de Londres, la asociación, en su género, más antigua de la tierra, la primera revista de geología pura: los *Proceedings of the Geological Society of London,* los que, en 1845, cambiaron su nombre en *Quarterly Journal of the Geological Society of London,* registrando ambos actualmente cien tomos editados, suma igual a la que lleva publicado el *Bulletin de la Société géologique de France,* fundado cuatro años más tarde (1830) (2).

También en este mismo año (1830) apareció por primera vez en Alemania (Stuttgart), el *Jahrbuch* [*Neues :* desde 1833] *für Mineralogie, Geologie und Petrefaktenkunde* [*Paläontologie :* desde 1863], revista que hoy en día es considerada como la primera de su clase (3).

De las demás revistas geológicas fundadas durante los primeros cincuenta años del siglo XIX y que en la actualidad continúan apareciendo, pertenecen dos a Alemania *(Paläontographica :* 1846, Stuttgart; *Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft :* 1849, Berlín), dos a Inglaterra *(Memoirs of the Geological Survey of England and Wales :* 1846, Londres; [*Monographs of the*] *Palaeontological Society of London :* 1847, Londres), dos a Rusia *(Gornii Journal :* 1833, St. Petersburgo; *Verhandlungen der Russischen Mineralogischen Gesellschaft :* 1842, St. Petersburgo), una a Austria *(Berg-und hüttenmännisches Jahrbuch :* 1841, Viena), y una a Suecia *(Jernkontorets Annaler :* 1846, Estocolmo).

De lo arriba expuesto resulta, pues, que hasta mediados del siglo XIX circulaban por el mundo científico cuatro diferentes clases de revistas geológicas, a saber (en orden cronológico):

(1) Como primera revista geológica (mejor dicho : minera) puede considerarse el *Bergmännisches Journal,* de Freyberg, que, llamándose más tarde (1795) *Neues Bergmännisches Journal,* dejó de aparecer en el año 1816.

(2) El mismo año en que A. Comte estableció en su *Cours de philosophie positive,* tomo I, París (1830), una nueva clasificación del « globus intellectualis » (Bacon), es decir, las seis ciencias fundamentales : matemática, astronomía, física, química, biología y sociología. La geología y la mineralogía aparecen incorporadas a la astronomía.

(3) El gran volúmen que el *Neues Jahrbuch* tomó en los últimos años hizo necesario una división de la revista ; así, desde el año 1925, aparece en dos partes : Parte A = mineralogía y petrografía ; Parte B = geología y paleontología.

En 1816, de *minas ;*
En 1826, de *geología ;*
En 1842, de *mineralogía* (1) ;
En 1846, de *paleontología* (2).

El gran impulso que las ciencias naturales experimentaron durante la segunda mitad del siglo pasado, hizo, necesariamente, crear en la mayoría de los países de la tierra un alto número de nuevas revistas, entre las cuales, con respecto a las ciencias geológicas y afines, se distinguen diez por sus diferentes disciplinas a tratar ; estas diez diferentes materias son :

En 1855, *metalurgía ;*
En 1871, *petrografía ;*
En 1877, *cristalografía ;*
En 1887, *geofísica ;*
En 1892, *glaciología ;*
En 1895, *sismología ;*
En 1895, *spéléologie ;*
En 1896, *hidrogeología ;*
En 1897, *paleozoología ;*
En 1899, *agrogeología.*

De estas diez nuevas clases de revistas corresponden a los franceses tres *(Bulletin de la Société d'industrie minérale de St. Etienne :* 1855 ;

(1) De las revistas mineralógicas posteriores al año 1842 merecen ser nombradas : *Tschermak's Mineralogische und Petrographische Mitteilungen,* Viena (1871) ; *The Mineralogical Magazine,* Londres (1876) ; *Bulletin de la Société française de mineralogie,* París (1878) ; *Rivista di mineralogia e cristalografia italiana,* Padova (1887) ; *American Mineralogist,* Philadelphia (1916) ; *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen,* Frauenfeld (1921) ; *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie,* Abt. A : *Mineralogie u. Petrographie,* Stuttgart (1925) ; *Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie,* Abt. A : *Mineralogie u. Petrographie,* Stuttgart (1925) ; *Travaux du Musée minéralogigue de l'Académie des sciences de Russie,* Leningrado (1926) ; *Archive du Laboratoire de minéralogie de la Société des sciences de Varsovie.* (Varsovia 1926).

(2) Entre las revistas paleontológicas, fundadas después del año 1850, se destacan : *Palaeontologia Indica,* Calcutta (1861) ; *Abhandlungen der Schweizerischen Paläontologischen Gesellschaft,* Genf (1874) ; *Mémoires, Paléontologie, de la Société géologique de France,* París (1890) ; *Rivista italiana di paleontologia,* Pisa (1895) ; *Annales de paléontologie,* París (1906) ; *Paläontologische Zeitschrift,* Berlín (1913) ; *Mémoires de la Société de paléontologie de Russie,* Leningrado (1918) ; *Paleontologia ziem Polskich,* Varsovia (1919) ; *Paleontologia Sinica,* Pekín (1922) ; *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie,* Abt. B : *Geologie u. Paläontologie,* Stuttgart (1925) ; *Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie,* Abt. B : *Geologie u. Paläontologie,* Stuttgart (1925) ; *Palaeontologia Hungarica,* Budapest (en vía de aparecer).

Spelunca (1) : 1895, París ; *Revue critique de paléozoologie :* 1897, París), a los alemanes dos *(Zeitschrift für Kristallographie* (2) : 1877, Leipzig ; *Beiträge zur Geophysik* (3) : 1887, Leipzig), a los austriacos una *(Tschermak's Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* (4) : 1871, Viena), a los ingleses una *(The Glacialist's Magazine* (5) : 1892, Leeds), a los italianos una *(Bollettino della Società sismologica italiana* (6) : 1895, Roma), a los rusos una *(La Pédologie* (7) : 1899, St. Petersburgo), y a los norteamericanos una *(Water-Supply Papers [from the] U. S. Geological Survey :* 1896, Wáshington).

Desde la entrada del siglo en que vivimos fundáronse en Europa nuevas revistas geológicas de diferentes clases, dedicándose ellas a las materias siguientes :

En 1900, *petróleo ;*
En 1901, *carbón ;*

(1) Las otras revistas de la misma índole son : *Barlangkutatas (Höhlenforschung),* Budapest (1913) ; *Spaläologisches Jahrbuch,* Wien (1921), y *Mitteilungen über Höhlen- und Karstkunde,* Berlín (1924).

(2) Las tres posteriores revistas de cristalografía se titulan : *Rivista di mineralogia e cristalografia italiana,* Padova (1887) ; *Fortschritte der Mineralogie, Kristallographie und Petrographie,* Jena (1911) ; *Beiträge zur Kristallographie und Mineralogie,* Heidelberg (1914).

(3) Otra revista de geofísica de igualmente suma importancia es la *Zeitschrift für angewandte Geophysik,* de Berlín, aparecida en 1924.

(4) Revistas petrográficas posteriores son : *Fortschritte der Mineralogie, Kristallographie und Petrographie,* Jena (1911) ; *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen,* Frauenfeld (1921) ; *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie,* Abt. A : *Mineralogie und Petrographie,* Stuttgart (1925) ; *Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie,* Abt. A : *Mineralogie und Petrographie,* Stuttgart (1925).

(5) Las subsiguientes revistas especiales de glaciología : las *Zeitschrift für Gletscherkunde, Eisforschung und Geschichte des Klimas* (1907), *Bollettino del comitato de glaciologia italiana* (1916), y *Die Eiszeit* (1924), se publican en Alemania (Berlín y Leipzig) e Italia (Roma), respectivamente ; de la *Zeitschrift für Geschiebeforschung* (1925) se habla más adelante.

(6) El número de las revistas que hoy en día se dedican exclusivamente al estudio de los terremotos es bastante crecido ; quiero mencionar en estas líneas las siguientes : *Mitteilungen der Erdbebenkommission zu Wien,* Viena (1897) ; *Die Erdbebenwarte,* Laibach (1901) ; *Bulletin de la commission centrale sismique [de l'Académie des sciences de Russie],* St. Petersburgo (1902) ; *Comptes rendus,* íd. íd. (1902) ; *Bulletin of the Earthquake Investigation Committee of Japan,* Tokio (1907) ; *Bulletin of the Seismological Society of America,* Stanford (1911) ; *Veröffentlichungen der Hauptstation für Erdbebenforschung zu Jena,* Jena (1922).

(7) Las otras revistas especiales de agrogeología son : *Internationale Mitteilungen für Bodenkunde,* Berlín (1912) ; *Chemie der Erde,* Jena (1915) ; y *Soil Science,* Baltimore (1916).

En 1902, *canteras ;*
En 1907, *potasa ;*
En 1910, *economía minera ;*
En 1912, *paleobotánica ;*
En 1912, *hidrognomonia ;*
En 1914, *vulcanología ;*
En 1924, *período glaciar ;*
En 1924, *geomorfología ;*
En 1925, *Geschiebeforschung ;*
En 1926, *granito.*

Llama la atención que estas doce nuevas revistas del siglo XX, las que se titulan : *Moniteur de pétrole roumain* (1), 1900, Bucarest ; *Die Braunkohle* (2) : 1901, Halle ; *Steinbruch und Sandgrube* (3) : 1902 ; *Kali* (4) : 1907, Halle ; *Bergwirtschaftliche Mitteilungen und Anzeigen* (5) : 1910, Berlín ; *Palüobotanische Zeitschrift :* 1912, Berlín; *Die Wünschelrute* (6) : 1912, Leipzig ; *Zeitschrift für Vulkanologie* (7): 1914, Berlín; *Die Eiszeit :* 1924, Leipzig ; *Zeitschrift für Geomorphologie :* 1924, Berlín; *Zeitschrift für Geschiebeforschung :* 1925, Berlín ; y *Granit. Zeitschrift :* 1926, Bamberg, se publiquen — con excepción de una — en Alemania.

(1) Todas las revistas petroleras datan del siglo actual ; así, por ejemplo : *Journal du pétrole,* París (1901) ; *Petroleum,* Berlín (1905) ; *Tägliche Berichte über die Petroleumindustrie,* Berlín (1907) ; *National Petroleum News,* Nueva York (1909) ; *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists* (1917) ; *Erdöl-und Schieferwirtschaft* (en ruso), Moscú (1920) ; *Bulletin du laboratoire du pétrole de l' Université de Strasbourg,* París (1922) ; y *Revue des combustibles liquides,* París (1923).

(2) Las otras principales revistas que se dedican al estudio y a la explotación del carbón son : *Jahrbuch der deutschen Braunkohlen- Steinkohlen- und Kaliindustrie,* Halle (1901) ; *Coal Age,* Nueva York (1912) ; *Illinois Coal Mining Investigations Bulletin,* Urbana (1914) ; *Das Braunkohlenarchiv,* Halle (1921) ; *Mitteilungen aus dem schlesischen Kohlenforschungsinstitut der Kaiser-Wilhelm Gesellschaft in Breslau,* Berlín (1922).

(3) A la cual siguen la revista *Der Steinbruch,* Berlín (1906) ; y la publicación en serie *Bautechnische Gesteinsuntersuchungen,* Berlín (1910).

(4) Seguida por las recientemente fundadas (1922) *Abhandlungen aus Kalibergbau und Kaliindustrie,* Vacha, y (1926) ; *Kali-Kalender. Taschenbuch für Kalibergbau u. Kaliindustrie,* Halle.

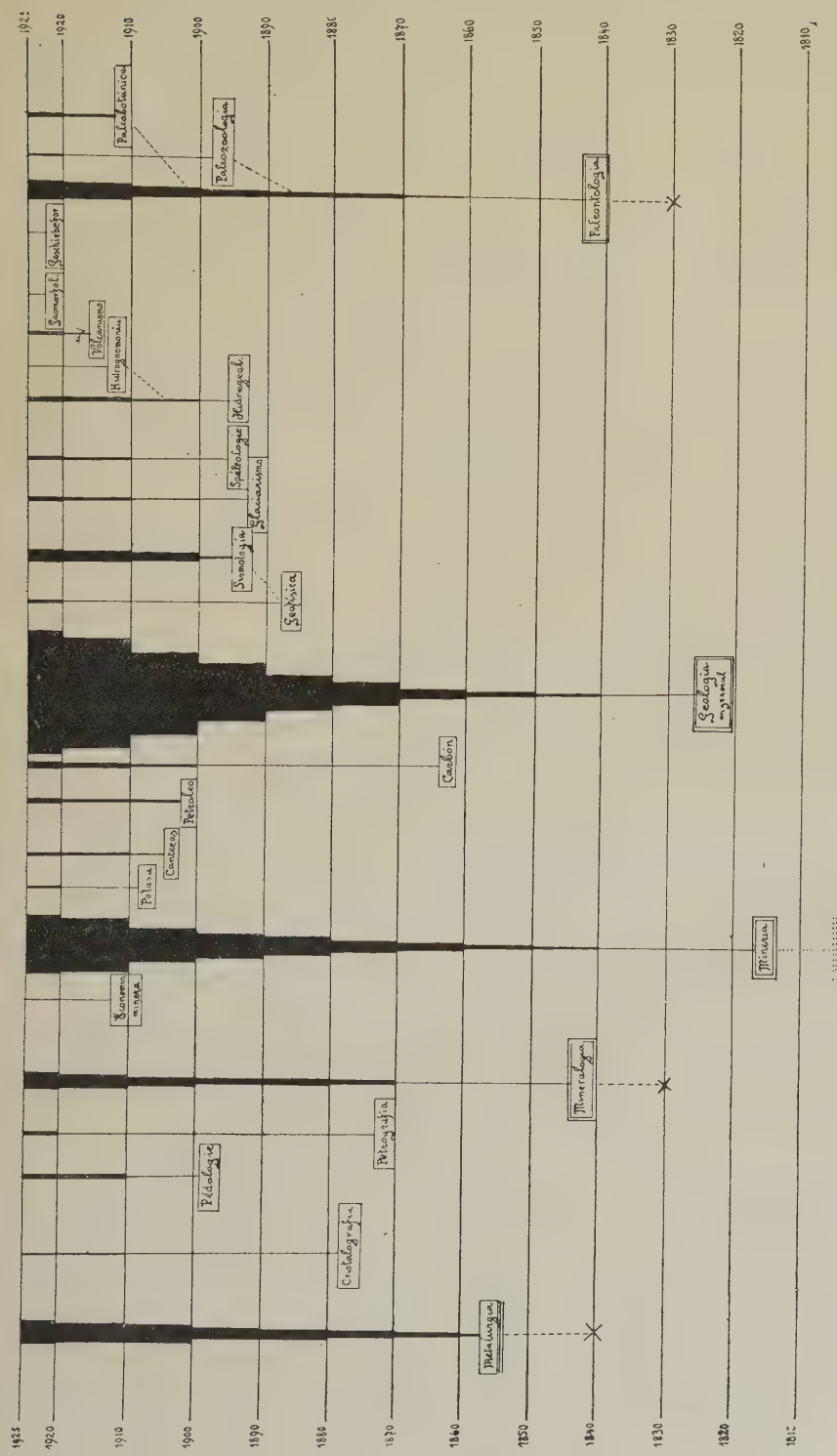
(5) A la cual hay que añadir la nueva revista *Internationale Bergwirtschaft,* Leipzig (1925).

(6) Actualmente figura como revista principal de hidrognomonia la *Zeitschrift für Wünschelrutenforschung,* órgano oficial de la « Internationale Vereinigung der Wünschelrutenforscher » en Hannover.

(7) A los estudios vulcanológicos se dedican también las *Vulkanologische Medelingen,* Weltevreden (1921), y *The Volcano Letter,* Honolulu (1925).

Sobre la marcha en cada decenio de los siglos XIX y XX, del aumento de fundación (y existencia al mismo tiempo) de revistas geológicas y afines, sean éstas de generalidad o de especialidad, informa de un modo claro y sencillo, el esquema demostrativo siguiente (1).

(1) Este cuadro, en que no van incluídas las revistas geológicas que han dejado de aparecer, no figura en mi trabajo dado a conocer por la *Minerva-Zeitschrift* (Berlín) en su último número correspondiente al mes de mayo de 1927.



Esquema de la marcha en cada decenio de los siglos XIX y XX del aumento de fundación de revistas geológicas y afines
(1 mm de ancho — campo negro — equivale a 10 diferentes títulos de revista)

CONSIDERACIONES

SOBRE

LOS RESTOS DE UN ELEMENTO ESTRUCTURAL, AÚN DESCONOCIDO

DEL URUGUAY Y EL BRASIL MÁS MERIDIONAL (*)

(CON 6 LÁMINAS)

POR K. WALTHER

(Montevideo)

Los progresos realizados en el estudio de las dos secciones inferiores (1) que componen el perfil geológico, en el Uruguay y el Brasil más meridional, me obligan a rectificar mis anteriores indicaciones o, mejor dicho, adaptarlas al estado actual del conocimiento. Está reservado a un futuro probablemente bastante lejano dar una información completa sobre este asunto.

El más antiguo de los dos complejos mencionados, designado hasta la sazón «*Fundamento Cristalino*», está formado por variados esquistos metamórficos y rocas eruptivas. Es de notar que una gran parte de los primeros — probablemente los productos más jóvenes, difundidos en el este — tienen un carácter tan sedimentario, que se tiende a atribuir a estas rocas edad paleozoica. Pero, como se ha dicho no hace mucho (*40*, pág. 52), aún no hay motivo para separar las rocas cuarcítico-filítico-carbonatadas, del terreno Precámbrico, no obstante haber hecho notar Lugeon (*20*), recientemente, la presencia de fósiles observados bajo el microscopio, en ciertas calizas marmoloideas.

Con respecto al granito biotítico y biotítico-hornbléndico sumamente difundido, con su múltiple séquito, no cabe duda de que su intrusión tuvo lugar anteriormente al depósito de las formaciones gondwánicas.

(*) Agradezco en este lugar nuevamente a los señores M. Fontana y A. Tremoleras, el valioso apoyo que me han prestado en la confección del bosquejo geológico y de las microfotografías.

(1) Agréguese «Conocidas hasta el año de 1926» y véase el capítulo III (apunte hecho durante la impresión de estas líneas).

Lo mismo debe suponerse de las rocas efusivas que a continuación se caracterizarán más detalladamente. No se sabe nada todavía acerca de la edad de los eruptivos alcalinos que se han mencionado como hallados primeramente en los alrededores de Montevideo (*34* y *35*), y que han sido descritos especialmente por Willmann (*44*). En el Brasil pertenecen, según O. A. Derby (citado según Evans, *10*, pág. 100), a la fase eruptiva neo-o postcarbonífera (o como se denomina actualmente, postpérmica). Rimann (*28*, pág. 169) atribuye a las kimberlitas, alnoeitas, limburgitas, etc., pertenecientes al mismo grupo, edad post-triásica, «tal vez aún postcretácea». En lo que se refiere al Uruguay, es difícil imaginarse una edad tan reducida de estas rocas, por la razón de que se observan variados tipos de transición subalcalinos entre la parentela alcalina y alcalino-calcárea, que, «debido al predominio de la pertita y albita, muestran cierta semejanza con los granitos alcalinos, sin que sea necesario que se manifieste en ellos hornblenda sódica, etc.» (Willmann, *44*, pág. 18).

La *formación de Gondwana* permotriásica se extiende desde el Estado brasileño de São Paulo hasta el departamento uruguayo céntrico de Durazno, no alcanzando, sin embargo, la costa, salvo en una sola excepción. Los depósitos triásicos van más allá del Pérmico, y hasta ahora se creyó que algunos restos de transgresión se hubiesen conservado descansando directamente sobre el fundamento cristalino (*36*, pág. 50; *17*, pág. 362). Tales serían los yacimientos de la región de Caçapava, del arroyo Barriga Negra en el departamento de Minas, y de Piedras de Afilar, departamento de Canelones, en las cercanías del río de la Plata (lám. VI). Los conglomerados y areniscas que se encuentran en estos parajes, fueron mencionados, ya hace 100 años, por Weiss, según las colecciones de Sellow (*42*, págs. 45, 46, 13, 19).

La investigación de la estructura estratigráfica de la formación de Gondwana está muy dificultada por la falta de horizontes fosilíferos constantes. Dicha circunstancia hace más necesario aún tener en cuenta las pequeñas diferencias petrográficas, aunque esto, como es sabido, fácilmente da lugar a silogismos. Pero lo que se puso en evidencia es que los sedimentos, considerados en conjunto, manifiestan una diagénesis sorprendentemente reducida, debido, la mayoría de las veces, a que han sido casi totalmente salvados de influencia tectónica. Las veces que se observa una estructura compacta, es debida más a menudo a infiltraciones limoníticas o silíceas, o — como es muy frecuente en el área del Triásico — es la consecuencia de cocción debida a napas basálticas difundidas, pero hoy, en parte, desgastadas. Por esto no ha de sorprender que en el Pérmico (Itataré, Tubarão [con Rio Bonito y Palermo], Passa Dois [con Iraty y Estrada Nova] y Rio do Rasto) se encuentran arcillas esquistosas de láminas menudas y además productos arcillosos-areniscosos que llevan cantos rodados, areniscas incoherentes y arcillas bitumi-

nosas no estratificadas, a modo de las que aparecen, en otros sitios, en los estratos terciarios.

También la arenisca de Botucatú (São Bento, White, *43*), que, según la descripción corriente (27), constituye el yaciente del Triásico y a la cual siguen las napas eruptivas de Serra Geral, pese a su macicez, nunca ostenta un aspecto «envejecido». Como no se confunde el aspecto de la arenisca Abigarrada germánica con el de la arenisca devoniana, con *Spirifer*, así tampoco se confundirá el aspecto de aquélla con el de un sedimento eopaleozoico. Es notorio en qué grado las descripciones geológicas que se apoyan sobre semejante «petrografía sentimental», se exponen a la crítica, pero basta recordar el ejemplo de los terrenos eopaleozoicos germánicos, para no quitarle todo valor. Sigue ahora la descripción de las relaciones geológicas en los tres yacimientos mencionados (capítulos 1, 3[d] y 4), según la interpretación actual, y de otros yacimientos a relacionar con ellos. Resulta que a los productos clásticos y volcánicos de que hablamos, que deben intercalarse entre el fundamento cristalino y la formación de Gondwana, hay que reconocerles una edad mucho mayor de la que había supuesto cuando redacté el tratado citado bajo *39*. Así, ya se ha mencionado someramente en *40*, página 57, que ya a los 55 kilómetros al norte de Montevideo (estación Santa Rosa) se encontró en una perforación por debajo de una capa de 58 metros de estratos neozoicos pampeanos, una capa de rocas efusivas obscuras de 10 metros de espesor. A esto me referiré más adelante.

I

Descripción de los afloramientos

1. PIEDRAS DE AFILAR, DEPARTAMENTO DE CANELONES

(*39*, pág. 12, fig. 2) (1)

Según mi primera descripción de la sucesión de los estratos hecha en *38*, página 69 (1913), el afloramiento que se destaca como isla emergente del Pampeano, que lo recubre en gran parte muestra el siguiente perfil:

Arriba :	Esquistos arcilloso-areniscosos, a designar «esq. epidóticos» (atravesados por «diabasa»)	Mesozoico (*36*, pág. 403)
	Areniscas cuarcíticas claras	
Abajo :	Areniscas rojizas	

(1) Estoy sinceramente reconocido al señor doctor Alejandro Gallinal, por haberme concedido los medios para visitar nuevamente ésta y la región de Minas.

Debido acaso a una interpretación equivocada de lo dicho por mí en *36*, página 405, Willmann (*44*, pág. 6) habla de los «depósitos del Cretáceo» en el susodicho departamento. La roca eruptiva básica muy transformada, arriba mencionada, la interpreta como lamprófido «parecido a las porfiritas picríticas».

Las reiteradas visitas, en los años 1915-16, al interesante afloramiento que se extiende en dirección NW., dió como resultado, en 1919, el siguiente nuevo cuadro (*39*, págs. 77, 29, 12, 53).

Arriba: 1*. Filita calcárea, en parte transformada en contacto con 2, en piedra córnea epidótica.	Fundamento cristalino
	Sobreescurrimiento
3. Arenisca rojiza de São Bento (Botucatú)	Gondwana
2. Roca esquizolítica lamprofírica	Fundamento cristalino
1. Cuarcita	

Mientras que, según lo dicho, el horizonte esquistoso se consideró originalmente como perteneciente a la formación de Gondwana, lo coloqué, en el año 1919, en el fundamento cristalino. ¿Cómo se comprende esto?

Se explica por la divisibilidad — en parte, casi a modo de pizarra de techo — de la roca opaca de vez en cuando carbonosa, lo que concuerda bien con la frecuente observación ya mencionada, de abundantes componentes del fundamento cristalino, poco metamórficos y poco levantados (*39*, pág. 18), y en primera línea, de ciertos esquistos filítico-cuarcíticos. En el afloramiento de Piedras de Afilar, y solamente en las faldas N. y W. de la elevación al sur del kilómetro 36 (1), la que comprende la cantera de arenisca (lám. I, fig. 1), se observa la posición poco inclinada. Por lo demás, se nota un buzamiento general hacia el SW. con ángulo sorprendentemente grande. Esta posición puede estudiarse del mejor modo en el extremo NW. de la loma cuarcítica (2) (*39*, lám. 1, fig. 1, que, sacada con una máquina pequeña y desde un punto bajo, resulta poco instructiva), en el desmonte de la vía férrea entre los kilómetros 36 y 37, así como en la cantera de arenisca. Por lo tanto, yendo de kilómetro 37 hacia el W. se llega a la parte superior de la serie, suscitando este hecho

(1) *39*, página 12, figura 2. La situación de la cantera está indicada por el signo de rumbo y buzamiento. La base topográfica del bosquejo es sumamente imprecisa (Red de los caminos principales, etc., del departamento de Canelones, *39*, pág. 6). Es que estas llamadas secciones de catastro frecuentemente ni se ajustan en sus límites departamentales y deben ser consideradas como una deficiente combinación de los padrones de fincas. La edición de la carta en 1 : 20.000 se limita, hasta ahora, al departamento de Montevideo.

(2) La «*a*» indicada al N. de la línea férrea hay que sustituirla por «*c*» (horizonte 1, pág. 352).

la opinión (*39*, pág. 77, arriba) de que la «filita» del presunto «fundamento cristalino» haya llegado al techo de la arenisca rojiza de «Gondwana» por sobreescurrimiento. Pero, en realidad — lo que, además, ya se ha indicado en *39* — la cuarcita *c* (véase arriba), muy reducida en su espesor y en unión glandulosa con el esquisto arcilloso filítico, se continúa más allá de la línea férrea y aparece en el E., por lo tanto, en el yaciente de la arenisca *a*, descansando directamente sobre el granito. Tanto la arenisca roja como la cuarcita se destacan en débiles crestas separadas por una ligera depresión. Según esto, debe interpretarse el pequeño desvío hacia el W. de la loma *a* (S. de la vía férrea), de la dirección de la cresta *c*, en el sentido de que la arenisca — encerrada en un sinclinal constituído por cuarcita y «filita» casi homotáxicas, con ala occidental menos inclinada, y ala oriental más escarpada — había sido protegida de la denudación.

Acusa menor importancia el porqué del contraste entre el aspecto semicristalino del horizonte 1* en el desmonte ferroviario cerca del yaciente y el carácter sedimentario en las faldas N. y W. de la altura que alberga la cantera. Aquí se presenta en contacto con el lamprófido, la hermosa piedra córnea amarilla descrita en *38*, página 77, como adinola de epidoto (véase también *39*, pág. 64). En la misma obra se han señalado varios otros minerales de contacto de la misma índole, en parte cerca del kilómetro 35, en parte al noroeste del mismo en la falda de la altura coronada por la señal trigonométrica). Entre ellos se encuentran también, más allá de la estancia de R. Berisso, esquistos arcillosos algo cocidos, de color gris violeta, con inclusiones claras, lentiformes y nidos de una roca de tinte blanco verdoso, que se podría considerar, por lo pronto, debido a su fractura marcadamente concoidal, como piedra córnea. Sin embargo, como revela en seguida el examen de la dureza y la prueba con ácido clorhídrico, consiste de caliza de aspecto débilmente marmoloide. La roca, por su exterior, no es comparable a ninguno de los mármoles calcáreos de muy variada composición, pertenecientes al fundamento cristalino, sino que, en parte, corresponde a un esquisto calcáreo glanduloso, tal como en otras partes abunda en el Paleozoico. La presencia de la calcita junto con la pizarra arcillosa, explica la formación abundante del epidoto como mineral de contacto en los esquistos de la región de Piedras de Afilar. Habla en favor de la identidad de los horizontes 1 y 1*, y, al mismo tiempo, de lo expresado en *38*, página 69, bajo I, el que los productos metamórficos sean, en parte, de naturaleza cuarcítica típica. A ellos pertenece también la «arenisca algo metamórfica» de Willmann (*44*, pág. 6), la que procede probablemente del desmonte cerca del kilómetro 55, donde, completamente englobada en roca eruptiva, buza con 20° W.

Acusa importancia constatar la naturaleza del «Grünstein» (Will-

mann), pero esto es muy difícil, debido a la transformación apomagmática y la alteración avanzada de la roca disgregada en innumerables productos esféricos. Según lo dicho, el producto muy básico de diferenciación (1) es más joven que el esquisto obscuro 1*, y esta relación de edad, sería entonces, aplicable también al granito. Así obtendríamos, por primera vez — si, adelantando nuestras conclusiones, colocamos la formación de la totalidad de las rocas de Piedras de Afilar en el período comprendido entre el fundamento cristalino y la formación de Gondwana — una indicación respecto al límite superior de la edad de nuestras antiguas rocas eruptivas. Hasta ahora el yacimiento de Piedras de Afilar solamente contribuyó a la constatación — realizable en todas partes — de que los esquistos cristalinos son de mayor edad que las rocas eruptivas antiguas.

La investigación microscópica confirma la identidad de los horizontes 1 y 1* (pág. 352). Como se puede suponer ya por las muestras recogidas en el desmonte de la línea férrea en la vecindad del kilómetro 37, con su estratificación alternante de cuarcita y filita, la roca primeramente nombrada, es rica en cemento sericítico. No se observa nada de los silicatos de Ca y Al, lo que sorprende, considerando la abundancia del epidoto (klinozoisita) en los jirones esquistosos de la zona *l* (*39*, fig. 2), incrustados en la « diabasa » o atravesados por ella. Pero los mencionados silicatos no sólo se constatan en las piedras córneas típicas, en una distancia de 1 a 2 metros de la roca efusiva lamprofírica, sino que se observan también como neoformación general en esquistos de tintes macroscópicamente desde gris claro hasta gris obscuro, cuyo carácter como « esquisto epidótico » (*39*, pág. 73), por lo tanto, sólo se puede precisar al microscopio. Evidentemente, la formación de los mencionados silicatos ya tiene lugar a una temperatura relativamente baja, lo que concuerda con su presencia en los esquistos cristalinos de la epi-zona de Grubenmann. Sobre la producción artificial de los minerales se sabe muy poco, como es notorio.

Son notables las numerosas « manchas claras », en la piedra córnea epidótica, ya mencionadas en *38*, página 77, que, efectivamente, como observa Willmann, hacen recordar radiolarios (lám. IV, fig. 1). Pero tengo que hacer notar que en ninguna de las numerosas secciones delgadas de que dispongo ahora, correspondientes a esquistos más o menos transformados, volví a encontrar estos productos.

(1) Su espesor (*39*, pág. 54), su aparición napiforme y su acción, que es principalmente de cocción, pero, por otra parte, también de neocristalización, sobre la roca adyacente, hablan en favor de una roca efusiva. Pero todavía falta comprobar la propiedad de la denominación « roca efusiva lamprofídica », en el sentido de la petrografía moderna (*31*, pág. 498).

2. LA SIERRA DE LAS ÁNIMAS Y SU SUPUESTA CONTINUACIÓN HASTA LA CARRETERA DE MONTEVIDEO A MINAS

Ya desde el coche del ferrocarril que conduce de Montevideo por Piedras de Afilar y Pan de Azúcar a Maldonado, se divisan entre las estaciones Solís y Las Flores, luego cerca del kilómetro 64 y, finalmente, poco antes de alcanzar la estación Repecho, grandes cantidades de piedra amigdaloide, en parte casi negra, en parte de un color verde azulado vivo. Ya fué recogida por Sellow y descrita, hace 100 años, por Weiss (*42,* págs. 17 y 18), y lo mismo, más tarde, la menciona Darwin (*9,* pág. 217, nota), a cuya excelente facultad de observación no quedó oculto el acompañamiento de la roca eruptiva (y también de la «porfirita feldespática» de la sierra de las Ánimas, *loc. cit.,* pág. 216), por rocas conglomerádicas. Conocí éstas en 1909 (*33*) cuando la línea férrea sólo llegaba hasta la estación La Sierra. De aquí se pudo observar en la línea férrea industrial (1), hoy abandonada, que condujo a la cantera General Burgueño, un perfil instructivo a través de las rocas porfíricas de la sierra de las Ánimas acompañadas en el E. por esquistos cristalinos.

Ya se habló en *39,* página 45 (lám. II, fig. 5; véase también *33*, lám. II, fig. 2; lám. III, fig. 2) de la composición y extensión de la roca muy compacta, brechosa y conglomerádica, y el paisaje de pedregales y arbustos espinosos por ella determinada (lám. II). Como en el yacimiento de Piedras de Afilar con respecto a la cuarcita y pizarra arcillosa, también aquí, la brecha está en parte encajada en el fundamento cristalino (en el paso de la Orqueta (2) del arroyo Pan de Azúcar). De esto y de la observación de que la filita del fundamento cristalino muestra algunas veces carácter brechoso (véase al respecto *40,* pág. 84), había deducido que la psefita constituía un miembro del fundamento cristalino. Esta opinión ya fué combatida por Guillemain (*12,* pág. 218), aunque sin motivar su crítica ni expresarse sobre la edad del producto. Efectivamente, no me fué posible sostener mi opinión, por la razón (*39,* pág. 46) de que en el trabajo criticado por Guillemain, yo mismo había hecho notar las inclusiones de trozos graníticos. La *psefita,* por lo tanto, *es de edad postgranítica;* no se originó simultáneamente con los esquistos del fundamento cristalino, sino junto con el séquito del granito — véase la «roca efusiva lamprofírica» de Piedras de Afilar — y después de su emanación.

En este séquito desempeñan un importante papel ciertas rocas volcánicas claras y obscuras, así como numerosas efusiones póstumas lampro-

(1) Indicada en *21,* de manera groseramente esquemática.

(2) Correcto: Horqueta (horca = lat. furca).

fídicas. La naturaleza de estas últimas no es posible definirla a base de los cortes microscópicos que tengo a mano, debido a su intensa alteración. Forman parte de la composición del extremo austral de la sierra de las Ánimas (1), es decir, en donde ésta se disgrega en cerros aislados y contiene rocas intrusivas y efusivas «atlánticas». Éstas fueron descritas por Willmann. Se ignora, si están relacionadas con las piedras amigdaloides y las brechas mencionadas en los comienzos de este capítulo, y tampoco se conoce su relación con sedimentos eventualmente existentes. Las rocas amigdaloides quedaron a la vista hace poco, por la construcción de la carretera de Montevideo a Maldonado, en las estaciones Solís y Las Flores. Mi atención fué llamada sobre estos afloramientos y recibí de allí buenas muestras, por la amabilidad del ingeniero agrónomo J. Aznárez que tuvo la deferencia de llevarme en auto a los puntos de hallazgo.

Están situados en el campo de Barreiro Hermanos (*21*), hoy Aznárez, entre las citadas estaciones ferroviarias, al pie de una altura porfírica desviada de la dirección N-S. de la sierra de las Ánimas hacia el W. La misma roca que aflora en la carretera, se encuentra también más al SE., donde el camino conduce a Piriápolis, cerca del arroyo Tarariras y asimismo, tal vez, en la punta del Inglés, en el balneario citado. Los afloramientos situados sobre la carretera permiten reconocer que se trata de una brecha de grano muy grueso, originada junto con la salida del material volcánico, y poco después. La roca pardo-obscura o verde es parcialmente rica en poros de vapor llenados por cuarzo, calcita y feldespato encarnado. Como indica el color verde-amarillento de muchas muestras, la roca fué completamente epidotizada. Este proceso apomagmático desalojó en parte totalmente la clorita, anterior producto de transformación, enriquecido con numerosos nódulos verdinegros. Los poros de mayor tamaño o se han rellenado enteramente con calcita o contienen periféricamente cuarzo, y llevan en su interior feldespato, epidoto y carbonato. Pero no es posible decir algo definitivo sobre la cronología de los minerales de drusa. Se observan también numerosas cavernosidades revestidas por epidoto que lleva sobrepuestos, en parte, pequeños cristales de cuarzo, y en parte, calcita.

Separadamente de estos productos de la actividad pneumotolítica-hidrotermal — bien expuesto poco al NW. del camino lateral a la estación Solís — se encuentra en las piedras amigdaloides el mineral fluorita, como relleno de fisuras, de pocos milímetros de espesor.

La investigación microscópica de las rocas hace apreciar su composición de plagioclasa, grandes cantidades de augita granular completamente epidotizada, así como de magnetita titanífera pulverulenta, de esqueletos gráciles, y restos

(1) Tal vez esto sea aplicable también a toda la sierra.

de un vidrio pardo, la mayoría de las veces, transformado en substancias verdes.

La estructura puede designarse como traquítica. En forma de fenocristales se manifiesta a veces el feldespato, cuyos individuos bastante grandes se diferencian poco por su dimensión. Tampoco la augita y magnetita se presentan siempre en dos generaciones.

La *plagioclasa* medida en cortes $\perp \alpha$, γ y a, pertenece, a juzgar por valores bien concordantes, a la andesina. Está preferentemente maclada según la ley de albita y además según la del periclino; también hay maclas de Roc Tourné. Muy raras veces se observa estructura zonar de los cristales; el idiomorfismo está en parte muy influído por la augita. La descomposición ha enturbiado el feldespato. La *augita* de los fenocristales es un diópsido de color débilmente pardusco, apareciendo en individuos que forman — en parte — prismas largos y tallados, frecuentemente torcidos. Los valores del ángulo de extinción medido en (010) dan un máximo de 44°; el plano de los ejes ópticos es el de la simetría. Aisladamente existe separación según (001). La augita es más joven que el feldespato y la magnetita, que forman inclusiones en ella. Entre los minerales opacos aparece como fenocristal la ilmenita, también en esqueletos, transformada en gran parte en leukoxeno.

Entre las *amígdalas* hay individuos compuestos exclusivamente de substancia clorítica (con cristales en fibras enmarañadas y pleocroicas, de colores de interferencia anormales). Siempre está más o menos desalojada por clinozoisita, como se observa ya en la muestra. El feldespato, macroscópicamente rojo, aparece al microscopio como ortoclasa muy turbia ($\omega > \alpha_1$, $\omega > \gamma_1$, $\varepsilon > \alpha_1$, $\varepsilon > \gamma_1$,), en haces de individuos completamente alotriomorfos, de estructura parecida a flores de hielo. Está, en parte, micropegmatíticamente unido con cuarzo.

La naturaleza efusiva de los pórfidos cuarcíferos juntos con numerosos lamprófidos, en la sierra de las Ánimas, está poco acentuada, por lo menos hasta donde me lo permiten reconocer las rocas muy cloritizadas y oxidadas de que dispongo. Son macroscópicamente de color gris, holocristalinas (abra de Castellanos), con una masa fundamental micropegmatítica (lám. IV, fig. 2), en la que se manifiestan numerosos fenocristales de micropertita roja (alturas al E. de La Sierra). En estos productos falta por completo el cuarzo como fenocristal, pero aparece en las rocas de la llamada abra. El mineral obscuro se ha conservado aquí, contrariamente a otros yacimientos: es un piroxeno rómbico que ha segregado mucho mineral férrico. Su abundancia en la roca habla desde luego contra la naturaleza francamente efusiva de ésta. Es verdad que se podría suponer que la sierra de Las Ánimas estuviera modelada en napas volcánicas; sin embargo, debe notarse que los típicos productos efusivos del cerro Arequita, situado más al norte, de los cuales hablaremos más adelante, han determinado genuinos cerros mesetiformes.

Al norte de la sierra de Carapé (lám. VI) orientada de E. a W., que forma el límite entre los departamentos de Maldonado y Minas, las rocas porfíricas parecen limitarse a alturas aisladas (C. Caperuza, p. ej.). Las

volví a encontrar recién en el abra de Coronilla (*23*), una incisura en una sierra dirigida de N. a S., que merece esta designación. La atraviesa la nueva carretera de Montevideo a Minas (1). Aquí se observan rocas porfíricas muy descompuestas y intensamente atravesadas por cuarzo. Este proceso se intensifica en el cerro Verdún, a un kilómetro de distancia aproximadamente, de una manera tal que hace imposible reconocer la roca en cuestión. A su pie oriental existen grandes canteras donde se explota una caliza débilmente cristalina. Está intercalada en esquistos filíticos y atravesada por filones lamprofíricos. Sigue ahora, en dirección E., la zona filítico-calcárea, de una extensión de varios kilómetros y de dirección NNE., en cuyo centro está situada la ciudad de Minas.

3. ROCAS EFUSIVAS ÁCIDAS E INTERMEDIARIAS, PIEDRAS AMIGDALOIDES, BRECHAS ERUPTIVAS, CONGLOMERADOS Y ARENISCAS, CERCA Y AL NORDESTE Y NORTE DE MINAS.

a) El cerro Arequita cerca de Minas

(*23*)

Como se ha expuesto en *39*, página 14 (lám. 4, figs. 9 y 10), y en *40*, página 169, el presente grupo, constituído en lo esencial por dos cerros mesetiformes, separados por el río Santa Lucía, se destaca nítidamente en su ambiente de alturas redondeadas y débilmente crestadas. Observando desde alguna distancia, por ejemplo, desde el camino de Minas al paso Potrero del citado río (*23*), se reconoce en las paredes abruptas, descompuestas en forma de toscas columnas, los planos de separación desde horizontales hasta débilmente ondulados, de las napas efusivas. Según las muestras recogidas por Flossdorf y descritas por Willmann (*44*, pág. 17), se trata de pórfido cuarcífero de aspecto típicamente liparítico (2), así como de *Tonsteinporphyr* y de pórfido retinítico. Las napas descansan en discordancia sobre calizas marmoloideas y filitas de posición vertical y con rumbo NE., que afloran bien en el citado camino entre el río Santa Lucía y el arroyo Salsipuedes. La roca eruptiva atraviesa el camino cer-

(1) Con excepción de los alrededores de la capital, recién desde hace pocos años se conocen carreteras.

(2) Correspondiente al clima del país y a su historia geológica, las rocas del fundamento cristalino están en su superficie fuertemente descompuestas, de modo que es difícil, con el equipaje ordinario del geólogo de campo, preparar muestras frescas. Es una de las ventajas de las piezas reunidas por Flossdorf, que son rocas frescas, lo que se logró porque el nombrado iba provisto de explosivos y herramientas adecuadas.

ca del cerro Arequita en forma de filón y, probablemente, entra en contacto con los productos arriba mencionados, en el abra de Coronilla. Véase también el final del capítulo siguiente.

b) Los yacimientos del arroyo Aiguá y de sus ramales

(*23* y *21*)

Al abandonar la citada zona de filita y caliza, se llega en el camino de Minas a San Antonio de Aiguá, primero, a una región situada entre los arroyos Campanero Grande y Campanero Chico, ocupada por granitos, gneises y filitas accesorias, en la cual llaman la atención, numerosos filones de una roca lamprofírica negra. Según Willmann (*44*, pág. 16) pertenece a la parentela sódica y debe señalarse como diabasa analcímica (1).

Aproximadamente un kilómetro antes de pasar el arroyo Penitente (lám. VI) y especialmente en su costado NE., manifiéstanse grandes cantidades de roca efusiva obscura. En parte se trata de piedras amigdaloides cuyos poros y demás intersticios están llenos de substancia clorítica y silícea. La última se encuentra con frecuencia suelta formando géodas de cuarzo o calcedonia. La roca eruptiva está a menudo muy descompuesta y transformada en masas de un pardo sucio; donde se ha conservado relativamente fresca, acusa color gris-rojo o brilla por su contenido de grandes cantidades de finos prismas feldespáticos. Estas rocas eruptivas y otras afines, que se tratarán más adelante, son más tarde, al pasar el arroyo Marmarajá (campo de A. Lacuesta), nuevamente reemplazadas por granito y filones porfíricos parecidos a « Tonstein».

También junto al camino que va de San Antonio de Aiguá en dirección NE. al paso de las Talas del arroyo Alférez (lám. VI) se presentan, en varios lugares, rocas efusivas pardas y gris-rojizas, a menudo muy claras, de estructura porfírica. En el paso Real del arroyo León (*21*), el material eruptivo constituye débiles bancos, lo que le da el aspecto de un sedimento. Conforme a observaciones que se comunicarán más adelante, se trata de fisuración primaria. Mirando en dirección norte, se reconoce la influencia que la roca efusiva ejerció sobre la configuración de la superficie (*39*, pág. 14, fig. 3). Para estudiar la estructura de los característicos cerros mesetiformes (cerro del Aguila, cerro Cabrera, cerro Minuano, etc.), se dobla hacia la izquierda, poco antes de llegar a la propiedad de Meggi (« Melli » del plano *21*). Estos cerros indicados con nombre también en el mapa de Jannasch, son las elevaciones más importan-

(1) El campo « José Fernández » de la etiqueta de Flossdorf, se refiere a un yacimiento situado en las cercanías de la escuela (antes pulpería) existente en el campo de Isaías Fernández.

tes constituídas por roca efusiva. A menudo ostentan la segregación en forma de columnas burdas, igual a la reproducida con motivo del cerro Arequita.

Las alturas al NE. del grupo de elevaciones mencionadas, situadas en el ángulo formado por los arroyos Aiguá y Alférez y al W. en la vecindad de la primera corriente de agua nombrada, constituída igualmente por rocas porfíricas, siempre muy descompuestas, no acusan la misma importancia para el aspecto del paisaje. Seguí las porfiritas obscuras en dirección NE. hasta el paso del Puerto del arroyo Aiguá (lám. VI), constatándolas todavía en el W. aisladamente entre el curso superior del arroyo Marmarajá y arroyo Tapes. Darwin ya menciona (*9*, página 217) las « rocas trapeanas », piedras amigdaloides y productos parecidos a « pórfido de Tonstein » y « traquita » en ambas corrientes de agua, y supone que estén insertados en el rumbo del fundamento cristalino circundante. De esto se tratará más adelante.

De la sierra de las Animas, cerro Arequita y la región de San Antonio, fueron mencionados *pórfidos de color claro*, y debe agregarse en este lugar que afloran junto al camino de Minas a la localidad últimanente nombrada, en la región comprendida entre los arroyos Los Chanchos y Marmarajá (*23*), así como en la estancia de Carlos Castro, y que confieren a veces a las elevaciones un aspecto ligeramente mesetiforme (lám. I, fig. 2) (1). Las rocas parecidas a « Tonsteinporphyr », con tinte de casi blanco a gris-rojizo, son de grano tan uniformente fino, hasta casi compactas, que es imposible definirlas en la muestra; con el lente se constatan algunos fenocristales feldespáticos de aspecto vítreo.

Despierta especial interés una roca fuertemente agujereada que se explota en una cantera situada en la margen N. de la localidad de Aiguá (campo de Nereo Barboza, *21*) y que descansa sobre un pórfido gris sucio, con grandes feldespatos de primera generación. Los poros de vapor chatos, alargados, de la roca rojiza clara, de peso específico reducido y aspecto completamente juvenil, están horizontalmente dispuestos; son vacíos o están ocupados por pequeños cristales de cuarzo. Ya a simple vista se reconocen en la roca, aislados fenocristales feldespáticos vítreos.

La aparición de una brecha gruesa en la vecindad del cerro Marmarajá (*39*, pág. 57) da a conocer que también en la región comprendida entre Minas y Aiguá, las masas efusivas participan localmente en la cementación del material clástico.

(1) La nivelación de las rocas del fundamento cristalino es por todas partes tan importante, que deben tenerse bien en cuenta las pequeñas diferencias en la configuración de la superficie. El carácter de estepa del paraje es favorable a su modelación.

La aparición de *sedimentos* acusa, como es natural, un interés especial. La primera indicación sobre ellos la obtuve, hace algunos años, por una muestra que debo a la deferencia de mi colega, el doctor Schröder, y que fué recogida cerca del paso del arroyo Penitente (véase arriba), en el campo de Antonio Aldabalde (*23*). Presenta una arenisca gris-roja, de grano fino y aspecto envejecido, que hace recordar mucho el material de la cantera de arenisca en la altura cerca de Piedras de Afilar (horizonte 3, pág. 352). La roca incluye trozos de piedra amigdaloide y está débilmente cocida en contacto con ella. Estas observaciones fueron confirmadas en un perfil esquemático de Minas-Aiguá, hallado entre los papeles relictos del malogrado director del Instituto Nacional de Geología y Perforaciones, ingeniero A. Llambías de Olivar. Indica en el lugar citado, una intercalación de arenisca banquiforme en el « pórfido ». Visitando el yacimiento me convencí de que se trata de numerosos jirones de arenisca, de mayor y menor tamaño, incrustados en la piedra amigdaloide y arrastrados por ella.

Lamento no haber podido visitar un yacimiento de arenisca, indicado también en el perfil citado, sin señalar las rocas acompañantes, situado cerca de Aiguá, al W. de la estancia de Román Cortés. En cambio, en el costado N. del paso del arroyo Penitente, constaté inmediatamente sobre el nivel del agua, arenas arcillosas, claras, amarillento-rojizas, producto de desgaste de un banco rocoso reducido a bloques sueltos. Su material muy compacto sorprende por su aspecto «juvenil» y representa una caliza amarillenta muy impura, con numerosas caras de cristal centellantes, cinteada irregularmente por gran número de capas de sustancia arcillosa de color gris-verdoso. La roca se encuentra inmediatamente en el yaciente de una napa de piedra amigdaloide; acaso se trate de un jirón sedimentario de mayor tamaño, arrastrado, y conservado en posición horizontal. La caliza se asemeja mucho al material hallado en la perforación de Santa Rosa (véase pág. 351) a una profundidad de 108 metros, igualmente en el yaciente de una napa de roca eruptiva. Pero en este caso, con seguridad, sólo se trata de un bloque suelto.

Porfiritas y vitrofiritas labradoríticas

Lo dicho en la página 356 acerca de las masas eruptivas epidotizadas y calcitizadas, halladas en la carretera a Maldonado, se ve confirmado por las rocas recogidas en el campo de Aldabalde (véase pág. 361). Corresponden a la variedad pobre en fenocristales que aparece, macroscópicamente, brillante, debido a innumerables listoncitos de plagioclasa, pero cuya textura aquí sólo es débilmente traquítica, encontrándose, además, también una modificación nítidamente *pórfírica*. Sus fenocristales, frecuentemente de estructura zonar, consisten, en primer término, en plagioclasa con un núcleo labradorítico, mientras que los bordes

alcanzan la acidez de la oligoclasa y andesina. La augita forma granos y pequeños prismas y se encuentra casi solamente en la pasta que consta, además, de listoncitos de plagioclasa, de granos de magnetita y substancia vítrea. En contraste con estas observaciones sorprenden en la facies *traquítica* (1), las plagioclasas de disposición fluidal, las augitas de columnitas largas e irregularmente dispersas y los grandes esqueletos de magnetita muy abundantes. A menudo están transformados en lepidocroquita, lo que explica el color gris-rojo de la roca. No raras veces se encuentra apatita. La presencia de considerables cantidades de vidrio pardo se traduce por las numerosas amígdalas llenas de calcedonia. Varias definiciones de la plagioclasa por vía óptica ($\perp \alpha$ y γ) dieron mezclas, en parte más cercanas a la labradorita, y, en parte, a la andesina. La augita verdosa tiene un ángulo de extinción de 40 a 46° medido en (010).

Más vítreo que las rocas descritas, es un pórfido de color amarillo-pardo, procedente del paso del arroyo al NE. de Aiguá, en el camino al cerro Minuano, cuyos numerosos feldespatos intensamente resorbidos están caolinizados y pertenecen, según las mediciones $\perp \alpha$ y γ, igualmente a la labradorita. Fuera de grandes cantidades de magnetita no se constatan componentes obscuros.

Pórfidos y vitrófidos cuarcíferos

Para la mejor característica de estas rocas puede atenerse, o a los componentes obscuros, o a la estructura.

En el primer caso debe agregarse a las investigaciones de Willmann (*44*, pág. 7) referentes al « Pechsteinporphyr » del cerro Arequita, la observación de que éste lleva, según parece, aparte de fenocristales de cuarzo y ortosa, también hornblenda. El mineral muy resorbido y transformado, es rico en inclusiones de zircón. El vidrio que lleva en abundancia cristalitos, presenta transformación perlítica. Más insegura todavía que en el caso indicado, es la definición del mineral obscuro en las rocas de la sierra de Sosa (véase más adelante) en las que la resorción tuvo lugar en unión con la intensa separación de óxidos de hierro. Pero en la roca eruptiva casi blanca de la región del arroyo Marmarajá (véase pág. 360) se trata con seguridad de biotita a cuya alteración debe atribuirse el color pardo y el aflojamiento de la roca. En la piedra amigdaloide de Aiguá (véase la pág. 360) no he podido comprobar la presencia de componentes obscuros. Es sorprendentemente rica en fenocristales de cuarzo que nadan en una masa fundamental de textura fluidal. Examinada con aumento débil, es isótropa, pero con un aumento mayor se denota pronto que en muchos puntos ha sufrido desvitrificación felsítica (lám. IV y V, figs. 3 y 1). Pero mientras que aquí la separación de los componentes cuarzosos y feldespáticos es muy poco nítida, ha determinado en una roca procedente de la región situada entre los arroyos Marmarajá y Chanchos, una mezcla alotriomorfa-granular muy pronunciada. También esta roca, como ya se conoce con la lente, es amig-

(1) La estructura puede llamarse a veces débilmente intersertal, llenando el vidrio (y en casos muy aislados, la augita) los intersticios entre los listones de feldespato.

daloide; las amígdalas muy aplanadas incluyen, entre otros minerales, zeolitas.

En contraste con la estructura mencionada de desvitrificación, las estructuras primarias predilectas de los pórfidos, según los cortes de que dispongo, en verdad, no muy numerosos, parecen ser la micropegmatítica y la microgranítica. La primera se pronuncia claramente y al mismo tiempo en forma pseudoesferolítica, en el pórfido de la sierra de Sosa (*21*). Algunos fenocristales de cuarzo y también de ortoclasa están circundados por una aureola de micropegmatita, de extinción simultánea, la que constituye toda la masa fundamental de contornos aproximadamente esféricos y lentiformes (lám. V, fig. 2).

La plagioclasa se encuentra en todas partes sólo en cantidad reducida; está mucho más transformada que la ortoclasa cuyo estado fresco sorprende. El cuarzo, como fenocristal, falta a veces.

La investigación microscópica de la brecha eruptiva mencionada en la página 360 muestra que los trozos y el cemento consisten de los mismos productos de desvitrificación, alotriomorfo-granulares, de cuarzo y feldespato, que incluyen sólo en casos aislados, fenocristales de ortoclasa. Entre los trozos hay uno de textura típicamente esferolítica-radial.

c) Los pórfidos cuarcíferos y vitrofiritas de la región de Lascano

Al redactar el tratado mencionado bajo *39*, no conocí las napas eruptivas de Minas y Aiguá sino en una extensión hasta el punto indicado en la página 360. Pero mi atención fué llamada sobre el yacimiento de Lascano por algunos testigos de perforación, y describí (*40*, pág. 57) una porfirita labradorítico-augítica parecida a la weiselbergita procedente de una profundidad de 96 metros. Es notable que a una profundidad de 250 metros no se haya alcanzado aún el yaciente de las napas. Están, en gran parte, compuestas por piedra amigdaloide, y muy oxidadas. Pero de vez en cuando también se encuentran partes frescas, de vivo brillo vítreo, como la porfirita mencionada. Dada la edad avanzada del material y la descomposición a menudo muy intensa de las rocas en general, es muy sorprendente que tales rocas hialinas afloren también en la superficie. Así se encuentran, cubiertas de costra de descomposición parda o amarillenta-verde sucio, aproximadamente a 3 kilómetros SW. de Lascano, en el camino a Rocha.

Al que llega de esta ciudad, después de atravesar la región granítica de La Paloma y la zona adyacente al norte, se presenta bien la margen sud de las napas eruptivas por la aparición de alturas bajas débilmente mesetiformes, que el camino remonta en una depresión ampliamente abierta. En ella se constata nuevamente el perfil de porfiritas que llevan sobrepuestos pórfidos cuarcíferos. La carencia de mapas servibles no permite fijar las localidades con exactitud; según el mapa de Jannasch, nos encontramos en la región de las nacientes del arroyo Sarandí de Ai-

guá (lám. VI) y permanecemos hasta más allá de Lascano en el área de las rocas efusivas. En la margen derecha del río Cebollatí, en dirección a la desembocadura del arroyo Gutiérrez, las últimas quedan ocultas por productos cuaternarios, cubiertos por bañados, mientras que en la margen izquierda del citado río pueden seguirse todavía varios kilómetros hacia el noroeste. No se sabe nada acerca de la continuación noreste de la zona; escasearían los afloramientos en el paraje muy llano cubierto por los depósitos del río Cebollatí, muy ancho hacia la laguna Merím.

De la descripción de las rocas de la región de Lascano es digno destacar lo siguiente. Durante vastos trayectos se nota en ellas una disyunción sorprendentemente uniforme en bancos, que alcanza muchas veces sólo a algunos centímetros de espesor, de modo que se obtiene por completo la impresión de sedimentos bien estratificados (lám. III, fig. 1). Las fisuras están a menudo llenas de sílice. El buzamiento continuamente cambiante de las diaclasas hace reconocer que no se trata de un fenómeno tectónico. Tal vez el magma bastante ácido se haya enfriado formando toloides (« Quellkuppen » de Reyer).

Al lado de pórfidos cuarcíferos muy abundantes, de color violado-rojizo, con numerosos fenocristales de feldespato, de vez en cuando aún frescos (correspondiente a las rocas de la región de San Antonio), se encuentran productos obscuros de brillo de cera. La vitrofirita arriba mencionada — que con sobrada razón puede denominarse también «hialoandesita» — presenta al microscopio una masa fundamental con alguna desvitrificación perlítica; es muy rica en microlitos y fenocristales labradoríticos y contiene también augita (con inclusiones de magnetita), así como olivina intensamente resorbida, que no se puede determinar con seguridad, y, finalmente, apatita (lám. V, fig. 3).

d) El yacimiento del arroyo Barriga Negra

(*36*, pág. 403 ; *39*, pág. 75)

Como se ha dicho al iniciar este trabajo, los sedimentos del ciclo en cuestión, comparándolos con la totalidad de los pertenecientes a la formación de Gondwana, presentan un aspecto considerablemente más envejecido y una mayor consistencia. Esto es aplicable a la arenisca, cuarcita y la pizarra arcillosa parcialmente semicristalina de Piedras de Afilar, así como a la arenisca incrustada en forma de jirones, en las rocas efusivas del camino de Minas a Aiguá.

Pero donde el carácter « paleozoico » se me impuso más, cuando, en 1926, volví a visitar esta región después de un lapso de 10 años, fué en el arroyo Barriga Negra. La sucesión de las formaciones desde el yacien-

te al pendiente — brechas gruesas (1), arenisca roja obscura, en parte muy brechosa, con ripplemarks, y roca efusiva — (2) encuadra en la sección superior de la formación de Gondwana, pero, con todo, con una restricción. Se encuentran, en parte como yaciente de las areniscas (*39*), en parte, como se ha constatado recientemente, como intercalaciones en éstas, esquistos areniscosos verdosos que consisten de camadas alternantes calcáreo-arcillosas y arenoso-micáceas. La roca se ha comparado, en el lugar citado, con ciertas partes de la formación de Gondwana inferior de Melo. Esto no corresponde a los hechos. Las rocas últimamente mencionadas (3) han sufrido una influencia diagenética mucho menor; están mucho más incoherentes y carecen en absoluto del tipo lajoso propio al sedimento del Barriga Negra (lám. III, fig. 2). Además habla en contra de que pertenezcan a la formación de Gondwana, la inclinación de los estratos. Como hace reconocer la figura, es sólo débil (5-10° N., rumbo N. 65° W.) (4). Atribuyendo el sedimento a la formación de Gondwana, esta edad se podría deducir de la estratificación oblicua sumamente frecuente aquí, que perdura con la misma orientación durante largos trayectos. Pero esta opinión está en seguida refutada por la observación de que la *filita* bastante maciza y altamente cristalina del fundamento cristalino, que se manifiesta en el inmediato yaciente de las areniscas en la estancia Francisco Vidal, *presenta la misma posición que el sedimento* (5). Esta constatación no puede sorprender según la observación de Darwin citada en la página 360, y lo dicho en los comienzos del anterior capítulo (véase, sin embargo, lo dicho en el cuadro II).

Finalmente, es interesante también la observación de que la arenisca groseramente clástica, encontrada en un lugar distante de 300 a 400 metros de la estancia, está impregnada de carbonato de cobre, lo que habla mucho en contra de que pertenezca a la formación de Gondwana, y en pro de su edad remota.

Con respecto al yacimiento de roca eruptiva en la región en cuestión, del que se habló ya en *36*, página 402, tengo que observar todavía que, aunque no se logró constatar un yacimiento napiforme, se observó cómo la arenisca está perforada por roca primaria, y fuertemente cocida. El punto de referencia está situado al W. de la estancia en el paso del arroyo Tarumán (« Taranán » en el mapa *23*).

(1) Véase el camino, no indicado en el mapa (*23*), que conduce de la cañada del cerro de los Bueyes, pasando por los pies meridional y occidental del cerro Feo, a la estancia mencionada.

(2) Véase al respecto más adelante.

(3) Se trata de los estratos de Estrada Nova (*39*), pág. 110.

(4) Véase la cresta de arenisca cuarcítica de Piedras de Afilar!

(5) En esta región, rebajada en su nivel a formas onduladas, no es de esperar un perfil que se podría reproducir mediante dibujo o fotografía.

No me fué posible volver a visitar un pequeño relicto de arenisca situado a 18 kilómetros de distancia (línea recta) al noroeste de la susodicha estancia (1); el material anteriormente observado allí es una arenisca cuarcítica (2).

4. LOS RELICTOS SEDIMENTARIOS AL SUDOESTE Y ESTE DE CAÇAPAVA (RÍO GRANDE)

Para poder continuar la solución del problema abordado en estas líneas, sería indispensable partir de la región mencionada en el título, de la que, desgraciadamente, no he podido visitar sino una pequeña parte durante un corto viaje efectuado en el año 1911 (*37*). La gran distancia, el estado político del Brasil y otras razones, impidieron repetir la visita. Tampoco fué posible, pese a los esfuerzos realizados en este sentido, obtener material y conseguir los escritos, probablemente importantes, de A. Gorceix, citados en *37*, página 405 (3). J. C. Branner ha reproducido en *4*, página 322, un pérfil (4) de Curral Alto cerca de Santo Amaro (*14*), dirigido hacia el sud, que en el sud presenta un resto sedimentario sobrepuesto al fundamento cristalino, pero seguramente no perteneciente a la formación de Gondwana. Esto concuerda con el bosquejo geológico dado en *4*, página 319, que esta tomado parcialmente de un trabajo de A. Hettner (*Ztschr. Ges. Erdk.*, Berlín 26, 1891, lám. 2). La zona sedimentaria orientada de Caçapava en dirección a Porto Alegre, está indicada por Branner con demasiada extensión y como unida, contrariamente

(1) En el campo de Osvaldo Martínez, *23*, « La Tala ».

(2) En *39*, página 75, en relación con el yacimiento del arroyo Barriga Negra y de Piedras de Afilar, se ha señalado como relicto de transgresión de la formación de Gondwana, un yacimiento de arenisca, situado considerablemente más al norte, en el departamento de cerro Largo, entre Melo y Río Branco (antes Artigas, en la frontera brasileña). No se puede dudar en este caso de la definición de la edad; sólo sorprende la estratificación pareja del sedimento y su levantamiento considerable (véase también Guillemain *12ª*, pág. 252).

Sería de importancia para nuestro tema definir la edad de las areniscas en parte caolínicas, y cuarcitas de la serra de Jarão (Río Grande, NW. Artigas — antes San Eugenio — *39*, lám. 15 y pág. 126).

(3) Las primeras observaciones fidedignas referentes a los afloramientos, proceden, lo que no se hizo resaltar en *37*, de Weiss (*42*) que, guiándose por las colecciones de Sellow, habla, entre otras cosas, de la arenisca roja y del conglomerado grueso al E. de Caçapava.

(4) Según Cabral (Fr. A. de Vasconcellos A. Pereira, *Memoria geológica sobre os terrenos de Curral Alto e Serra do Roque na provincia de São Pedro do Sul, Porto Alegre 1851;* citado según Branner, *Bibl. of the Geol., Mineral. and Pal. of Brazil; Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 20, 1908).

al esbozo de Hettner, con los depósitos gondwánicos del oeste. En la última reproducción de la obra del autor americano (5) aparece notablemente más reducida (1).

Son dos consideraciones que hacen dudar si es exacta la interpretación de la estructura geológica de Seibal. Por un lado, la existencia de rocas eruptivas « andesíticas » y « espilíticas » con « tufas brechosas », productos cuyo estudio repetido daría como resultado, estoy seguro, su analogía con nuestras rocas en la línea férrea de Montevideo a Maldonado y de la región de Minas. Son ajenos al fundamento cristalino propiamente dicho, con sus filitas y calizas semicristalinas (2), que en el mapa geológico de Río Grande está circundado por la formación de Gondwana, y representan un elemento estructural más joven.

La segunda e importante característica de la roca de Seibal es su penetración e impregnación con calcosina que falta por completo en los yacimientos cupríferos no escasos en el Uruguay. Tal vez pueda imaginarse que la calcosinización de la región brasileña presenta un símil a la epidotización fuerte comprobada en la línea férrea a Maldonado. Como se ha mencionado, dicha metasomatosis está más o menos íntimamente relacionada con ciertos productos resultantes de procesos pneumatolítico-hidrotermales. Pero sería audaz, con un conocimiento tan limitado de la región de Caçapava, querer dar a estas observaciones otro carácter que el de simples suposiciones.

Los productos efusivos indicados están seguidos por el « conglomerado mesozoico » (*37*, fig. 1) que, como supongo, es relevado en dirección a Caçapava por arenisca y luego, por una piedra amigdaloide obscura groseramente escoriácea, parecida a la de la región de Minas-Aiguá.

(1) En lo que se refiere a la parte meridional de Río Grande, este mapa es muy susceptible de perfección. La reproducción se ha recientemente transcrito por M. Rub *(Die Oberflächengestaltg. d. brasil. Berg-u. Tafellandes, Geogr. Zeitschr.*, 30, 1924, pág. 264) a un bosquejo geológico. En la frontera uruguaya, al oeste del río Negro, no aflora el fundamento cristalino y tampoco se encuentra este complejo a lo largo de la línea férrea, 40 ó 50 kilómetros al norte de Bagé hasta Cacequi, punto de empalme ferrocarrilero, al norte de Rosario. El terreno eopérmico, cerca de Jaguarão, tomado del mapa de White (*43*), no existe. Véase también Oliveira *27*, pág. 24.

(2) Según indicaciones de W. Bodenbender, cerca de Bagé y al NW. de Suspiro (A. Fourous, *Recon. geol. del Terr. de Misiones; An. Min. Agricultura; Sección Geología, etc., I, 1*, Buenos Aires, 1904, págs. 206 y 207).

II

Las relaciones tectónicas entre el fundamento cristalino y la serie de Aiguá

(Lám. VI)

Más arriba se señaló la observación de Darwin, según la cual, las rocas efusivas de la región al NNE. de Minas tienen la misma posición que los esquistos del fundamento cristalino. Que sucede así, efectivamente, lo confirman las investigaciones efectuadas en el arroyo Barriga Negra, y el bosquejo adjunto esclarece estas relaciones. Los datos geológicos representan el fruto de los viajes por mí realizados en esta región desde el año 1909, desgraciadamente siempre restringidos por falta de tiempo y recursos. El bosquejo, por esto, sólo puede indicar las líneas fundamentales de la estructura geológica, debiendo tenerse en cuenta, además, que vastas regiones están ocultas bajo una cubierta de limo.

Una faja de rocas casi exclusivamente graníticas, comienza en el Plata entre las puntas del Este y José Ignacio y puede seguirse en dirección septentrional, hasta la región comprendida entre los arroyos Tapes Chico y Sarandí de los Amarales. A ambos costados, y más especialmente por el oeste, está flanqueada por zonas en las cuales, en muchos lugares, los esquistos cristalinos inyectados llegan a flor de tierra. Manifiestan el rumbo característico de nornoreste hasta casi norte. Donde mejor se comprueba esto, es en la cadena montañosa llamada cordillera de la Ballena, el prototipo de los brasílides uruguayos. Empieza en la punta rocosa designada « Punta de la Ballena » y puede seguirse aquí, a modo de limbo elevado, hasta la sierra de Carapé. En la estación Abra de Perdomo de la línea férrea a Maldonado, se ofrece un aspecto instructivo de la « Cordillera de la Ballena » y de la cuarcita astillosa que forma su eje (*39*, fig. 1). No se sabe si se continúa en el lado norte de la susodicha sierra, lo que sucede con la filita (esquisto cuarcítico-sericítico) que se le asocia por ambos lados y se deriva de ella, y su constante acompañante, la caliza cristalina. Ya se habló más arriba (pág. 359) de un yacimiento situado en el campo Lacuesta, junto a la carretera de Minas a Aiguá. Pero es de suponer que los esquistos cristalinos acaben en punta aquí, en el área de las napas eruptivas, que son la parte superior del ciclo de rocas primarias y secundarias, descrito en lo antecedente. Lo denomino la *Serie de Aiguá*. Su rumbo noreste es muy nítido (1). Al oeste se junta una zona granítica en la que se intercalan porfiritas en la carretera de Minas a Aiguá.

(1) Véase también el curso del sistema fluvial del río Cebollatí y arroyo Aiguá.

Como transición a una clara zona de filitas y calizas — representada por la ciudad de Minas y la gran cantera General Burgueño al nordeste de La Sierra, en el lado este de la sierra de las Ánimas, — aparecen junto al camino de Minas a San Carlos considerables cantidades de rocas gnéisicas. Cerca de la ciudad primeramente nombrada el rumbo nordeste, como ya reconoció Darwin (*9*, pág. 216), está parcialmente disimulado por una orientación oeste, acaso de edad algo menor, lo que es reconocible, por ejemplo, en la interrupción de la zona de filitas y calizas, poco al norte de la ciudad. Cerca de Montevideo, la orilla del Plata, de curso este-oeste, contrario al seguido en el departamento de Maldonado, tiene un carácter típicamente concordante (*40*, pág. 252).

Tal vez la zona de Minas encuentre su continuación en el arroyo Polanco donde existen yacimientos de calizas semicristalinas. Como se ha dicho, en el cercano arroyo Barriga Negra, el fundamento cristalino de cuarcita, filita y caliza, está cubierto en concordancia, por la arenisca de la serie de Aiguá (véase pág. 365).

Más al oeste la cubierta limosa toma tanto incremento que, al menos según los datos de que dispongo, no se puede pensar en reproducir gráficamente la relación de los miembros principales del fundamento cristalino.

Al finalizar este párrafo volvemos nuevamente sobre el rumbo decididamente noroeste de la cresta cuarcítica de Piedras de Afilar. ¿Es que nos encontraremos en presencia de uno de los más destacados centinelas del elemento estructural de edad desconocida, de significación en Matto Grosso, Bolivia y la parte norte de la Argentina, y del cual se ocupó Keidel en varios de sus trabajos (*18*, pág. 263)? A mi modo de ver, debe tratarse de un diastrofismo eopaleozoico que ha modificado el elemento estructural de los brasílides poco después de su aparición.

El rumbo noroeste parece revelarse también en el doblamiento de la parte sur de la sierra de las Ánimas. Mientras que el sistema fluvial de la parte oriental del departamento de Maldonado (arroyos Garzón, José Ignacio, Cañas, de la Quinta y Caracoles) es paralelo al del río Ceballatí, con los arroyos Alférez y Aiguá, se exterioriza en el curso curvo del arroyo Pan de Azúcar y especialmente en el de los arroyos Maldonado y San Carlos (con sus típicos valles transversales que atraviesan la cordillera de la Ballena, llamados « abras », *39*, fig. 1), cierta acomodación a elementos estructurales de orientación nordoeste.

III

Edad y posición estratigráfica de los productos descritos; sus relaciones con la parte este de la América del Sur y Sud África

No hay duda de que nuestras piedras amigdaloides obscuras, junto con la arenisca que les sigue hacia abajo y está incluída en ellas, se atribuyen desde luego a la formación de Gondwana superior. Definido su carácter petrográfico discrepante del de los eruptivos de Serra Geral, estaríamos en disposición de pensar en una modalidad de distinta facies, de la susodicha sección. Pero la aparición simultánea de rocas efusivas típicamente leucócratas lo impide, y al mismo tiempo, el hecho de que la arenisca roja ceda localmente a una cuarcita maciza. Va unida a un esquisto arcilloso que muestra a veces carácter filítico (Piedras de Afilar). Además, la inclinación de los estratos, que es considerablemente menor que de 90°, en la localidad citada, hace pensar en los casos, no muy raros en el país, en que ciertos esquistos cristalinos pertenecientes, probablemente, al pendiente del complejo cristalino (1), muestran una disposición sorprendentemente llana (2). Estas consideraciones se imponen por la mencionada concordancia, en el arroyo Barriga Negra, entre el fundamento cristalino y la arenisca roja: en consecuencia, *debe atribuirse a ésta una edad geológica remota.*

El estado fresco muy notable de la «liparita» del cerro Arequita, y las masas de productos hialinos cerca de Lascano, me indujeron en *40*,

(1) Durante la redacción de estas líneas llegan a mi poder, testigos de perforaciones extraídos en los trabajos efectuados por el Instituto de Geología y Perforaciones, en las cercanías de San Gregorio en el río Negro. Consisten en un esquisto gris finamente micáceo, y llevan fósiles marinos pertenecientes posiblemente al terreno Devoniano. (Esta opinión ha sido confirmada por estudios posteriores. Véase E. Terra Arocena, *Nota sobre el piso de Itararé*, etc., *Bol. 8ª del Inst. de Geol. y Perf.*, Montevideo, 1926 y K. Walther en el *Centralbl. f. M. G. P.*, 1927.)

(2) En *39*, página 18, lámina 5, figura 12, se ha mencionado tal caso. La misma observación puede hacerse, por ejemplo, en la región de Zapicán-Retamosa y, lo que hago recalcar, cerca de Polanco, a inmediaciones del arroyo Barriga Negra (*39*). Ya desde el tren en marcha se puede constatar la posición poco inclinada cerca del kilómetro 194 del trayecto Montevideo-Melo, poco antes de alcanzar la estación Illescas. Aparece aquí, inmediatamente en una pequeña parada destinada a la recepción de bultos, una caliza bien expuesta por la construcción férrea, semicristalina abigarrada, muy impura, que con rumbo de norte 20° oeste, manifiesta sólo un buzamiento de 22° al suroeste. No se ha observado aquí la roca acompañante de la caliza, la filita, que, por lo demás, se encuentra siempre en las cercanías. La posición poco inclinada está en contradicción con muchos otros yacimientos en los que se constata buzamiento vertical (véase lo dicho al final de este trabajo).

página 58, a creer posible una comparación con análogos productos patagónicos, de edad rética. Pero que nuestros mantos lávicos sean, efectivamente, independientes de la tectónica predevoniana (caledónica, tacónica), es cosa sobre la que aún no puede emitirse un juicio definitivo. Me inclino más ahora al concepto contrario (véase más abajo). En apoyo de la comparación con los eruptivos patagónicos — cuyo símil Windhausen (1) ve en los « basaltos » gondwánicos de Serra Geral — pueden aducirse nuestras rocas « atlánticas » intrusivas y efusivas (véanse págs. 350, 356, lám. VI), haciéndose notar que las rocas patagónicas pertenecen a la misma parentela (2). Esto constituiría un argumento decisivo, si no fuera que la edad de las rocas alcalinas uruguayas es completamente desconocida. Las mencionadas rocas efusivas gondwánicas no presentan, como se expondrá en otro lugar, tendencia alguna hacia el hábito atlántico.

Al hacer la comparación entre las rocas efusivas en el Este uruguayo y el Triásico patagónico, no me era conocido el íntimo enlace entre el material eruptivo y la brecha en el departamento de Maldonado. Su estructura muy compacta habla a favor de una edad avanzada y, siendo su edad menor, ésto sólo se explicaría por influencia tectónica. Pero, al parecer, esto puede comprobarse sólo en casos aislados (pág. 355). El aspecto no esquistoso de los trozos de pórfido junto al camino y ferrocarril a Maldonado, se revela también entre Minas y Aiguá (véase pág. 360), como amablemente me confirmó el doctor Feruglio de Buenos Aires. Pero es notorio, cuán poco reaccionan ciertas rocas a la presión tectónica.

Cuando tratamos de encontrar, en suelo sudamericano, elementos de comparación con nuestra serie de Aiguá, se nos presentan grandes dificultades. Naturalmente, por de pronto, nuestra atención se dirige a los *estados meridionales del Brasil*, de donde, debido al conocimiento poco adelantado del fundamento cristalino, obtenemos pocas informaciones. La serie presilúrica, llamada « de Minas », probablemente de edad precámbrica, del estado de Minas Geraes (*29*), se compone de rocas que ofrecen varias analogías con nuestro fundamento cristalino superior, como ya se observó en *39*, página 18. Rimann señala como característico el que la cristalinidad de los productos no es muy alta (3). Un hori-

(1) Véase, por ejemplo, *Einige Linien d. geol. Entwicklungsgeschichte Patagoniens*, etc., 17. Jahresber. *Niedersächsisch. geol. Ver.*, página 160, 1925.

(2) Windhausen *(Informe sobre un viaje de recon. geol. a la parte noreste del Terr. del Chubut*, etc., *Min. Agric., Dir. Gen. de Min., Geol. e Hidrol.* Bol. 24, serie B., Buenos Aires, 1921) describe yacimientos de retinita y perlita. A deducir por las indicaciones de Beder (en el mismo lugar), el hábito « atlántico » del keratófiro está poco pronunciado.

(3) Si no es demasiado atrevido juzgar por *una* muestra, debo decir que una pieza de Itacolumita (colección Krantz), que tengo a mano, efectivamente tiene poca apariencia metamórfica.

zonte constituído por esquistos semicristalinos con calizas (estratos de Itabira), es seguido hacia arriba por depósitos clásticos psamítico-psefíticos (estratos de Diamantina e Itacolumi). Pero aquí no se encuentra nada de roca eruptiva napiforme, y lo mismo sucede en el grupo de Bambuhy (1) que sigue, cuya edad se supone silúrica.

Según Oliveira (*27*, pág. 8), la serie de Minas, en Minas Geraes y Matto Grosso, está cubierta en discordancia por la serie de Assunguy del estado de Paraná la que al parecer no lleva fósiles. Está constituída por esquistos arcillosos poco metamorfoseados, y calizas; el autor citado le atribuye edad eosilúrica y la compara a la serie de Bodoquena (*19*, pág. 55), en Matto Grosso. Lisboa coloca el grupo, igualmente calcáreo-arcilloso, con gran reserva, en el terreno Cámbrico. También en este caso se podría pensar en nuestro fundamento cristalino filítico-marmoloide (2), pero debe recordarse la mencionada superposición del grupo de Assunguy al de Minas. Posiblemente, el horizonte calcáreo-cuarcítico-esquistoso de la provincia de Buenos Aires y de Piedras de Afilar es de sincronizar con Bodoquena-Assunguy.

A la primera sección nombrada sigue, en Matto Grosso, la serie de Jacadigo (según Lisboa, con un espesor de 750 m.), compuesta de areniscas y conglomerados, eventualmente silúricos, que tal vez encuentren un ligero símil en nuestra arenisca de Piedras de Afilar-Minas-Barriga Negra. Pero tampoco en Matto Grosso se conoce una superposición por napas eruptivas (3).

El que conozca bien las líneas fundamentales de la parte este de Sud América, naturalmente buscará puntos de comparación, partiendo de nuestra región, en el sur en vez del norte, aunque tampoco en el sur se encuentran estratos de edad conocida. Las *sierras de la provincia de Buenos Aires* presentan en el cordón septentrional, sedimentos cuya inclinación reducida sorprende (*24*). En lo esencial, su yaciente lo consti-

(1) Agradezco nuevamente al señor profesor Rimann sus comunicaciones.

(2) Además de « diabasa » y « diorita » que atraviesan los citados equistos cristalinos, se menciona *26*, página 82, un pórfido bermejo que, según Derby, « parece representar el resultado del metamorfismo de los esquistos metamórficos que... » (?).

(3) Lo único que se puede citar aquí, es el hallazgo de un pórfido cuarzoso (*19*, pág. 34), en los esquistos de Cuyabá, de la serie da Baixada Paraguaya que infrapone el grupo de Bodoquena y corresponde tal vez a nuestro fundamento filítico. Es verdad que la roca eruptiva, según Hussak, es parecida a ciertas rocas neovolcánicas de Norte América. Del Paraguay, cerca del punto de hallazgo brasileño, Carnier (*6*, págs. 7, 44) menciona un pórfido descrito (como pórfido cuarzoso) por Goldschlag (*11*, pág. 17). Carnier, sin embargo, remite a Stelzner, que había constatado en una de las rocas paraguayas, analogía con pórfidos cuarzosos andinos, de edad mesozoica. Según comunicación que tuvo a bien hacerme R. Beder de Córdoba, este autor *no* atribuye los pórfidos cuarzosos, que en el Paraguay se presentan en napas, al fundamento antiguo.

tuyen cuarcitas que pasan hacia arriba, por intermedio de esquistos arcillosos, a calizas y esquistos calcáreos. También aquí el aspecto poco metamórfico de los sedimentos y su posición, hacen olvidar su edad avanzada; por el aspecto, algunas partes del horizonte calcáreo no son desemejantes a ciertos esquistos de Piedra de Afilar que descansan sobre cuarcitas.

No se sabe nada preciso acerca de la edad de los estratos; Keidel (*16*) los señala como silúricos; Nágera (*24*, pág. 42) puso en duda el valor de los fósiles recogidos por Hauthal (fig. en *13*, pág. 90), pero en un trabajo posterior (*25*, pág. 7), habla de una flora fósil descubierta por él cerca de Balcarce (*Arthrophycus, Cruziana*, etc.), y atribuye a los estratos edad probablemente ordoviciana. Seguramente no existen napas eruptivas aquí (1).

De modo que, según parece, no hay en tierra sudamericana un símil del ciclo uruguayo-sudbrasileño descrito, lo que nos induce a dirigir nuestra atención al continente cuya estructura geológica, como es sabido, presenta notables analogías con el nuestro. Naturalmente, hay que tener en cuenta a este respecto qué arriesgado es servirse de analogías petrográficas para fines estratigráficos. Debe tenerse presente siempre el contraste enorme entre la inmensa potencia y variedad de las formaciones algónquico-paleozoicas de Sud África y la pobreza y monotonía de los productos pregondwánicos del este de Sud América.

Instigado especialmente por el importante trabajo de Daly y Molengraaff en el que compendian y amplían los conocimientos sobre la masa eruptiva del Buschfeld en Transvaal (*8*), Terra Arocena, en un resumen sobre la estructura geológica del país (7, pág. 241; sin indicación del autor) ha expresado sucintamente la idea de que nuestras rocas efusivas corresponden a la sección designada, hasta ahora, de Eo-Waterberg (Rooiberg).

La edad del complejo del Buschfeld, incluso la sección mencionada, no es resuelta por los dos autores citados. Según el cuadro publicado en *8*, página 6, debe ser aproximadamente neosilúrica o eodevoniana, es decir, pre-Karroo inferior («carboniferous») y post-Transvaal («probably pre-Devonian»). *Los miembros sedimentarios de nuestra serie de Aiguá son seguramente más antiguos que el Devoniano, que en el Brasil yace en posición casi horizontal; son de mayor edad que el granito* con respecto al cual no hay motivo para suponerle edad reducida. La arenisca roja en el arroyo Barriga Negra ha sido levantada simultáneamente con el fundamento cristalino. En consecuencia, no hay razón para atribuir a

(1) Debo hacer notar en este lugar que Keidel (*16*, págs. 17, 34) indica, entre los componentes del conglomerado glacial, — de edad eopérmica, según él, — de la sierra de Pillahuincó, miembro del cordón meridional, también pórfidos y porfiritas, ambos de procedencia completamente desconocida.

éste, tal vez en analogía con las calizas cristalinas de la sierra de Córdoba (1), edad silúrica. Según el estado actual del conocimiento, debe suponerse, por lo tanto, para nuestros sedimentos edad algónquico-cámbrica.

Una comparación, por consiguiente, con los productos africanos, tiene que atenerse a rocas anteriores a los estratos de Waterberg, y Groeber (2) señaló la formación proterozoica de Konkip del sudoeste de África. Su composición según Beetz (*3*) fué reproducida por Groeber.

Groeber compara las cuarcitas, esquistos arcillosos, dolomitas y calizas de la provincia de Buenos Aires, con el horizonte de Kunjas, pero también admite la posibilidad de que correspondan a la formación de Nama. Considero más acertada la última paralelización y señalo el grupo de Pretoria del sistema del Transvaal, grupo que corresponde a los estratos superiores de Nama. Las rocas efusivas (Ongeluk, etc.) intercaladas en este grupo y sobrepuestas a él, tanto en el noroeste de la provincia del Cabo como en el oeste de Griqualand y Transvaal, tienen carácter andesítico y están acompañadas por una repetida alternancia entre cuarcitas, esquistos y, en parte, calizas.

Nuestras rocas efusivas corresponderían, según Groeber, a los estratos africanos de Sinclair; sin embargo, el citado investigador, según reciente comunicación por escrito, ha desistido de esta opinión. Ahora ve relaciones con la sección inferior de la formación de Karroo en la facies de Kaoko (*27 a*).

Reuning y v. Huene (*27 b*) habían opinado que en la región citada, en contraste con el resto de Sud África, los primeros indicios de actividad eruptiva ya se han presentado en el período de Dwyka superior. Como el doctor Groeber gentilmente me comunica, Beetz se pronuncia en el mismo sentido en una publicación contenida en el presente tomo dedicado al doctor Bodenbender. Los pórfidos cuarcíferos descritos por Beetz, los compara Groeber con nuestras rocas.

Las observaciones realizadas hasta el presente no bastan para comprobar si en realidad las efusiones volcánicas están separadas de los sedimentos por tan importante hiato, lo que significaría una denudación muy intensa del yaciente. La región de Caçapava más articulada en comparación con el paisaje uruguayo, probablemente se prestará a estudios interesantes.

(1) A éstos, debido a presuntos fósiles, se atribuyó edad paleozoica, y en consideración a que en la Argentina sólo el Silúrico inferior lleva considerables cantidades de caliza y dolomita, una edad correspondiente (*1*, pág. 5; *15*, pág. 674), hasta que Beder (*2*, págs. 12, 49) demostró la naturaleza anorgánica de los productos.

(2) En un extracto crítico del escrito enumerado bajo *40* (Gaea, *An. de la Soc. Argentina de estud. geográficos*, I, 4, 1925, pág. 413).

Para finalizar, siguen dos cuadros comparativos de las rocas de las regiones descritas y el ensayo de reproducir en forma sucinta su estratigrafía, relacionándola con yacimientos afines.

CUADRO I

Relación estratigráfica de la serie de Aiguá con los yacimientos brasileño-argentinos

Provincia de Buenos Aires		Uruguay	Matto Grosso	S. Paulo Paraná	Minas Geraes
Caliza Esquisto arcilloso Cuarcita Dolomita Cuarcita	*Serie de Aiguá*	Rocas volcánicas ácidas (arriba) y neutras (abajo) *- Hiato? -* Areniscas, e. p. brechosas	Jacadigo : Arenisca Conglomerado		
		Esquistos arcillosos, e. p. calcáreos (P. de Afilar)	Bodoquena : Caliza y esquisto arcilloso	Assunguy :	
		- Discordancia? -	*Discordancia*		
	Fund. cristl. sup.	Rocas semimetamórficas (filita, esquistos cuarcíticos, hematíticos, etc., caliza y dolomita marmoloides)	Baixada Paraguaya : Esquisto arcilloso, cuarcita, mica-esquisto	Serie de Minas ↓	

CUADR

La serie de Aiguá en el Urugua

		Santa Rosa (perforación) (págs. 351, 361)	Piedras de Afilar (pág. 351)		Sierra de las Ánimas y su continuación hasta la carretera de Montevideo a Minas (pág. 355)	C. Arequita (pág. 358)
6					Pórfido cuarcífero	Pórfido cuarcífero y retinítico
5	Serie de Aiguá	Roca efusiva obscura			Porfirita epidotizada / Brecha eruptiva con trozos de granito y piedra córnea	
4	Serie de Aiguá		Arenisca de ripple marks encarnada y cuarcita			
				3. Granito y filones, e. p. estratiformes, lamprofíricos, pierito-porfiríticos → ?		*Hiato*
2	Serie de Aiguá	? Caliza impura (suelta)	Esquisto arcilloso calcáreo, e. p. metamórfico, caliza glandular y cuarcita			
1	F. crist.					Filita y caliza semicristalina

II

y partes vecinas del Brasil

Yacimientos del A. Aiguá y sus afluentes (pág. 359)	Lascano (pág. 363)	A. Barriga Negra (pág. 364)		Seibal-Caçapava (pág. 366)
Pórfido cuarcífero, e. p. amigdaloide y ortófiro	Pórfido cuarcífero			
Porfirita angítica, con girones de arenisca encarnada	Porfirita y vitrofirita		Filones porfíriticos	Piedra amigdaloide obscura
		Arenisca rojo-obscura, e. p. brechosa, e. p. calcárea con ripple marks / Brecha gruesa		Conglomerado grueso { -?- } Arenisca de Caçapava Brecha eruptiva impregnada de calcosina
?. Caliza arcillosa		*Concordancia* (aparente o local?)		
Filita, cuarcita, caliza semicristalina		Filita, parecida a micaesquisto		

RESUMEN

1. Según anterior concepto, aparecen en la parte más meridional del Brasil y en el Uruguay, tres relictos de transgresión de la formación de Gondwana superior (Caçapava, arroyo Barriga Negra y Piedras de Afilar, cerca del río de la Plata), sitios éstos donde las areniscas y conglomerados, junto con masas eruptivas superpuestas, recubren en discordancia el llamado fundamento cristalino.

2. El conocimiento progresivo de la formación de Gondwana demuestra la diferencia existente entre las rocas que la componen y las de los relictos.

3. El yacimiento más meridional (Piedras de Afilar al este de Montevideo) es notable por la razón de que la arenisca inclinada bajo un ángulo mayor de 45° descansa aquí sobre cuarcita y esquistos arcillosos calcáreos, que, en parte, presentan un grado superior de cristalinidad. Hasta ahora se los atribuyó al fundamento cristalino superior, cuyos componentes sedimentógenos (cuarcitas, filitas cuarcíticas, calizas) tienen un aspecto poco metamórfico. El esquisto arcilloso se ha transformado por contacto con una roca efusiva lamprofírica, en piedra córnea epidótica.

4. Una brecha maciza que se manifiesta al pie oeste, sur y este de la sierra de las Ánimas, cerca de Piedras de Afilar, se fusiona con una porfirita en parte completamente epidotizada. Lleva, entre otros, muchos trozos del granito difundido y está cubierta por pórfido cuarzoso.

5. Esta sucesión también se comprueba entre Minas, San Antonio de Aiguá y Lascano. La porfirita labradorítico-augítica es, en parte, de carácter sorprendentemente hialino; cerca de Minas encierra jirones de la arenisca roja semejante a la de Piedras de Afilar.

6. En el arroyo Barriga Negra la arenisca rojo-obscura con ripple-marks, está localmente infrapuesta por una brecha gruesa. Descansa en concordancia (local o aparente?) sobre el fundamento cristalino filítico-calcáreo poco perturbado, y es atravesada por roca eruptiva obscura.

7. Investigaciones futuras tendrán que tomar como punto de partida la región de Caçapava (Río Grande). Más al norte no se conoce nada de napas eruptivas; en el sur se tiende a pensar en los mantos de roca efusiva patagónica del Triásico; ciertas cuarcitas, calizas y esquistos arcillosos eopaleozoicos (?) de la provincia de Buenos Aires, pueden homologarse tal vez con los sedimentos de Piedras de Afilar.

8. En el cuadro I se han homologado los horizontes de esquistos y areniscas con ciertos productos brasileños; tal vez existen relaciones con el sistema precámbrico-cámbrico de Nama en el sudoeste de África.

9. Todavía no puede decirse con seguridad si los sedimentos nombra-

dos en primer término constituyen con las rocas efusivas superpuestas *un* ciclo — que aquí se señaló como « Serie de Aiguá » — o si las lavas tienen una edad notablemente inferior. Groeber las compara con eruptivos eopérmicos de la formación de Karroo en la facies de Kaoko del sudoeste africano.

BIBLIOGRAFÍA

1. Beder, R., *Las cales cristalino-granulosas de la Sierra de Córdoba,* etc., *Min. de Agric., Dir. Gen. de Minas, Geol. e Hidrol.,* serie B., nº 7, 1913.
2. Beder, R., *Estud. geol. de la S. de Córdoba, esp. de las calizas crist.-gran., Ibídem,* nº 33, 1922.
3. Beetz, W. *Beitr. z. Stratigr. der Konkip-Format.,* etc., *N. Jb. f. M. G. P.,* B. Bd., 50, 1924, pág. 414.
4. Branner, J. C., *Geología elementar,* 1915.
5. Branner, J. C., *Outlines of the Geol. of Brazil to accomp. the geol. map. of Br., Bull. Geol. Soc. Am.,* 30, 1918.
6. Carnier, K., *Paraguay; Versuch ein. morph. Betrachtg. s. Landschaftsformen. Mitt. Geogr. Ges.* Jena, 29, 1911, pág. 1.
7. Centenario, *El libro del Centenario del Uruguay, 1825-1925,* Montevideo, 1925, Agencia de Publicidad Capurro y compañía. En 2º.
8. Daly, R A., & Molengraaff, G. A. F., *Struct. relations of the Bushfeld Igneous complex,* Transvaal. *Journ. of Geol.,* XXXII, nº 1, 1914, pág. 1.
9. Darwin, Ch., *Geol. Beobachtungen üb. Südamerika,* Ed. alemana de J. V. Carus, 1875.
10. Evans, J. W., *The Geol. of Matto Grosso, Quart. Journ. Geol. Soc.,* L., 1894, pág. 85.
11. Goldschlag, M., *Beitr. z. Kenntn. der Petr. Páraguays u. d. angrenz. Gebietes v. Matto Grosso. Inaug. Diss.,* Jena, 1913.
12. Guillemain, C., *Z. Geologie Uruguays. Zeitschr. D. Geol. Ges.,* 63, 1911, Monatsber., pág. 203.
12ª. Guillemain, C., *Beiträge z. Geol. Uruguays. N. Jb. f. M. G. P.,* B. Bd. 33, 1912, pág. 208.
13. Hauthal, R., *Beiträge z. Geol. d. argent. Prov. Buenos Aires. Petermanns Mitt.,* 50, 1904, págs. 83 y 112.
14. Jannasch, R., *Spezialkarte v. Sta. Catharina, Rio Grande und Uruguay en 1 : 1 000 000,* 3ª ed. en prensa ?, Hamburgo?
15. Keidel, H., *Ueb. d. Alter, d. Verbreitg u. d. gegens. Beziehgn. der versch. tekton. Strukt. in d. argent. Gebirgen. XII^e session du Congr. Géol. Intern.,* Toronto, 1913, pág. 671.
16. Keidel, J. (H.), *La geología de las sierras de la provincia de Buenos Aires y sus relaciones con las montañas de Sud África y los Andes. An. del Min. de Agr., Dir. Gen. de Minas, Geol. e Hidrol.,* XI, 3, 1916.
17. Keidel, J. (H.), *Sobre la distribución de los depósitos glaciales del Pérmico conocidos en la Argentina. Bol. de la Ac. Nac. de Ciencias de Córdoba,* XXV, 1922, pág. 239.
18. Keidel J. (H.), *Sobre el desarrollo paleogeográfico de las grandes unidades geológicas de la Argentina. Gaea, An. de la Soc. Arg. de estud. geográf.,* Buenos Aires, 1925, I, 4, pág. 251.

19. Lisboa, M. A. R., *Sul de Matto Grosso. Estrado de Ferro noroeste do Brasil,* Rio de Janeiro, Comm. E. Schnoor, 1909.

20. Lugeon, M., *Sur la prés. de corps organ. foss. dans les marbres de l'Uruguay. Compt. rendus des séances de l'Ac. des Sc.* (del Instit. de Francia), 180, pág. 242.

21. Maldonado, Red de los caminos principales del departamento de, 1 : 75.000. Ministerio de Obras Públicas, Montevideo, 1911.

22. Maldonado, Plano de las carreteras, caminos y ferrocarriles del departamento de; escala aproximada : 1 : 150.000, A. Monteverde y compañía, editor, Montevideo, año ?

23. Minas, Red de los caminos principales del departamento de, 1 : 75.000 Ministerio de Obras públicas, Montevideo, 1910.

24. Nágera, J. J., *La Sierra Baya. An. del Min. de Agr.,* Sección geología, mineralogía y minería, XIV, I, Buenos Aires, 1919.

25. Nágera, J. J., *Nota geológica sobre el cerro San Agustín, Balcarce. Ibídem,* Bol. 22, serie B, Buenos Aires, 1919.

26. Oliveira, E. de, *Geologia do Estado de Paraná. Boll. do Min. de Agric., Ind. e Comm.,* serviço de informações, V, 1, 1916.

27. Oliveira, E. de, *Reg. carboníf. dos Estad. do Sul. Ibídem,* Serviço Geol. e Min. do Brasil, 1918.

27a. Reuning, E., *D. Intrusionsverband d. Granite d. mittl. Hererolandes,* etc., *Geol. Rdsch.,* 14, 1923, pág. 232.

27b. Reuning, E, y Huene, F. v., *Fossilführende Karrooschichten i. nördl. SW-Afrika. N. Jb. f. M. G. P.,* B. Bd. 52, 1925, pág. 94.

28. Rimann, E., *Z. Geologie d. diamantf. Gebiete Brasiliens. Zeitschr. prakt. Geol.,* XXIII, 1915, pág. 168.

29. Rimann, E., *Z. Kenntn. der Minas-Serie im Staate Minas Geraes. Centralbl. M. G. P.,* 1920, pág. 417.

30. Rocha, Empadronamiento de la propiedad raíz rural del departamento de, 1 : 50.000. No se halla en venta.

31. Rosenbusch-Osann, *Elemente der Gesteinslehre,* 1923.

31a. Du Toit, A. L., *Geology of South Africa,* Edinburgh, 1926.

32. Wagner, P. A., *The geology and min. industry of SW-Africa. Geol. Survey Memoir,* 7, Pretoria, 1916.

33. Walther, K., *Rocas metam. con inclusión de cal cerca de La Sierra. Rev. Inst. Agr.,* 5, pág. 273, Montevideo, 1909.

34. Walther, K., *Ueb. d. krist. Grundgeb. in d. Umgebg. v. Montevideo. Zeitschr. D. Geol. Ges.,* 1911, Monatsber., pág. 82.

35. Walther, K., *Las rocas cristalinas fundamentales de los alrededores de Montevideo. Rev. del Inst. de Agr.,* 9, 1911, pág. 39. Traducción del anterior.

36. Walther, K., *Ueb. Transgressionen der ob. Gondwana-Format. in Südbrasilien und Uruguay. Centralbl. M. G. P.,* 1912, pág. 398.

37. Walther, K., *Z. Geologie v. Seibal im Staate Rio Grande do Sul u. ihrer Kupfererzlagerstätten. Zeitschr. prakt. Geol.,* XX, 1912, pág. 404.

38. Walther, K., *Ueb. ein Vork. v. Epidotadinole,* etc. *Centralbl. M. G. P.,* 1913, pág. 68.

39. Walther, K., *Líneas fundamentales de la estructura geológica de la República Oriental del Uruguay. Rev. del Inst. de Agr.,* 2ª serie, 3, 1918, Montevideo, 1919.

40. Walther, K., *Estudios geomorfol. y geológicos. Rev. del Inst. de Hist. y Geogr.,* III, 1, Montevideo, 1924.

41. Walther, K., *Los resultados de las perforaciones practicadas en el departamento*

de Cerro Largo. Bol. 6 del Inst. de Geol. y Perf. en Montevideo, 1924 (sep. de la *Rev. As. Politécn.*, XVIII).

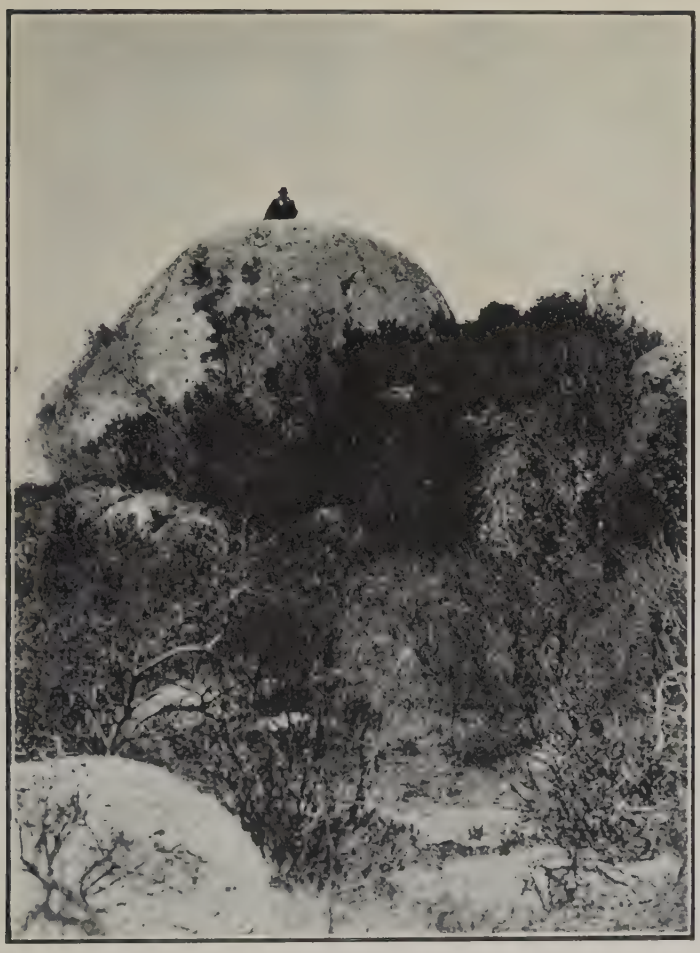
42. Weiss, C. S., *Ueb. d. südl. Ende d. Gebirgszuges v. Brasilien*, etc. *Sitzgsber. K. Ak. Wiss. zu Berlin, 1827*, Berlin, 1830.

43. White. I. C., *Relat. final da Comm. de estudos das minas de carvão de pedra do Brasil*, Rio de Janeiro, 1908.

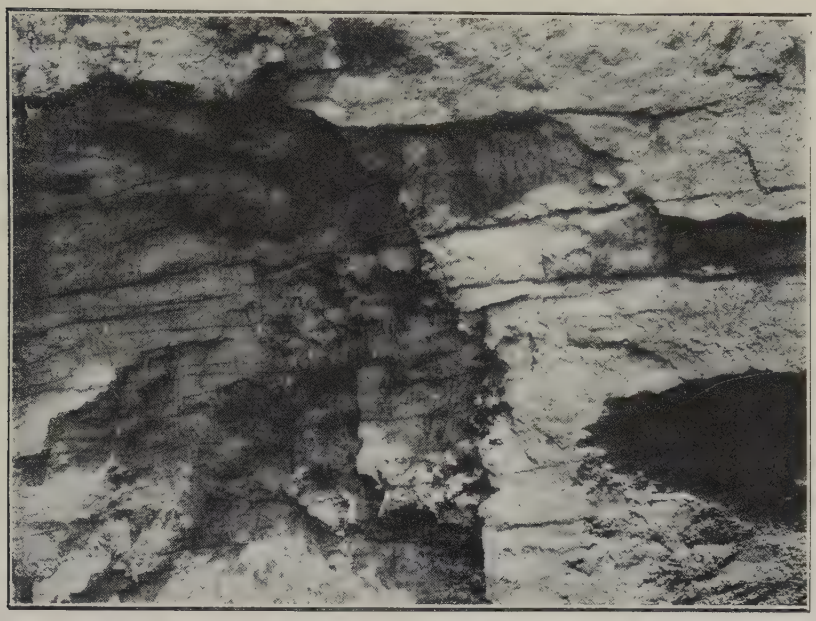
44. Willmann, K., *Zur Petrographie v. Uruguay. Inaug. Diss.*, München, 1915.

1, La cantera de arenisca de Piedras de Afilar (depto. de Canelones). Fotografía en dirección oeste, sacada en 1912. Serie de Aiguá. (Fotografía del autor)

2, Peñasco mesetiforme compuesto de pórfido cuarcífero parecido a « Tonsteinporphyr » Campo E. Torres entre Minas y Aiguá. Serie de Aiguá. (Fotografía del autor)

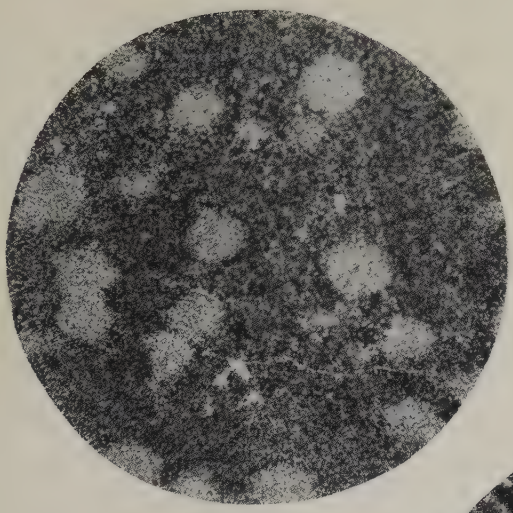


Paisaje de pedregales. Brecha de la serie de Aiguá. Alrededores de la cantera General Burgueño, falda oriental de la sierra de Animas. (Fotografía del autor.)

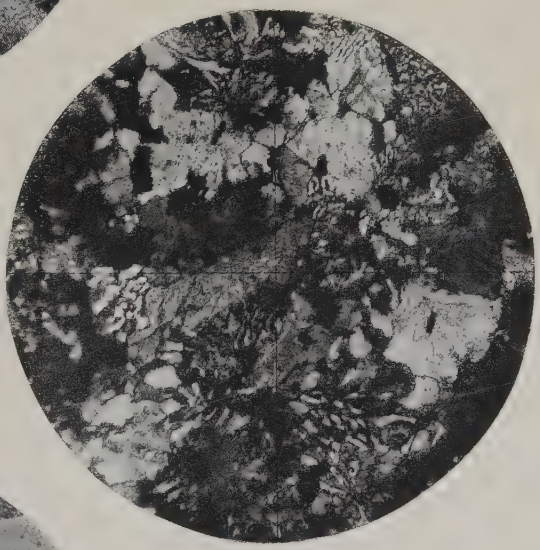


1, Pórfido cuarcífero de segregación estratiforme perteneciente al pendiente de la serie de Aiguá. Cantera fiscal de Lascano. (Fotografía sacada por E. Terra Arocena

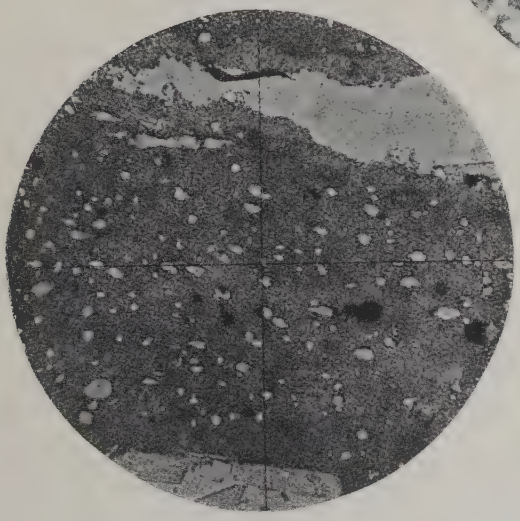
2, Arenisca verdosa, sericítica, lajosa. Serie de Aiguá. Alrededores de la estancia de Fr. Vidal, A. Barriga Negra, departamento de Minas. (Fotografía del autor)



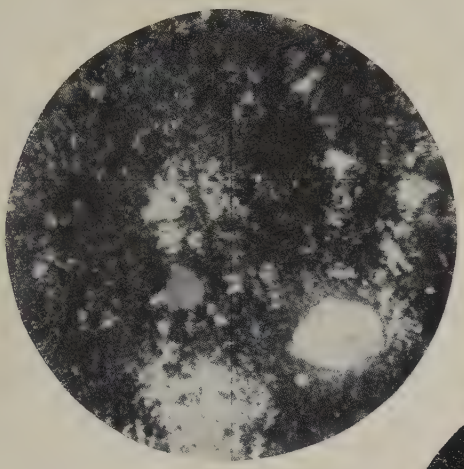
1, Restos orgánicos (?) de la piedra córnea epidótica de Piedras de Afilar. Serie de Aiguá. Aumentado 44 veces. (Fotografía del autor.)



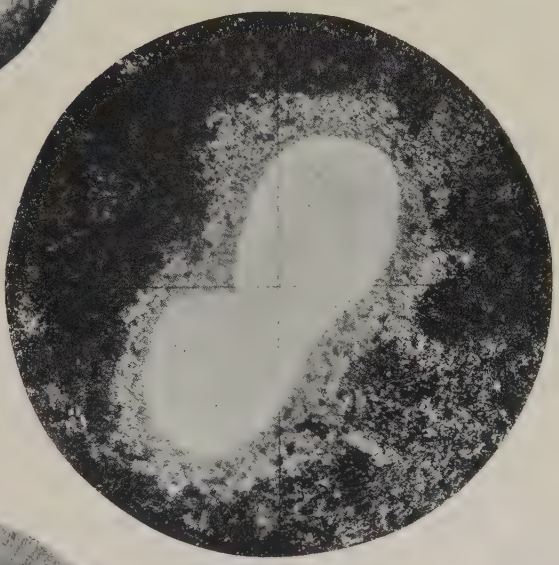
2, Pórfido cuarcífero con abundante masa fundamental micropegmatítica. Serie de Aiguá. Abra de Castellanos, sierra de las Ánimas. Aumentado 44 veces. Nic. +. (Fotografía del autor.)



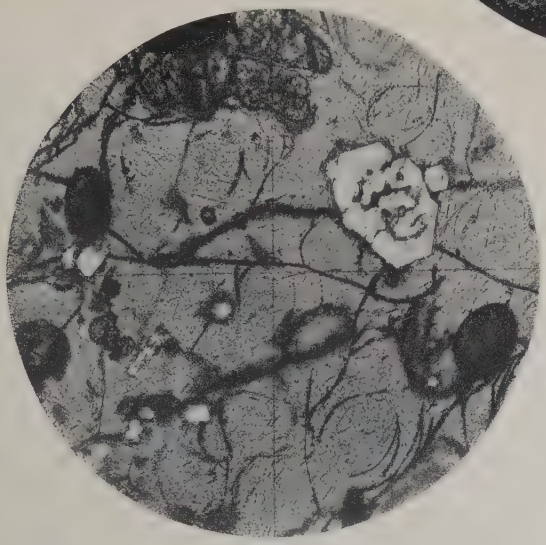
3, Pórfido cuarcífero, rico en fenocristales de cuarzo y con grandes poros achatados. Serie de Aiguá. S. Antonio de Aiguá. Aumentado 25 veces. (Fotografía del autor.)



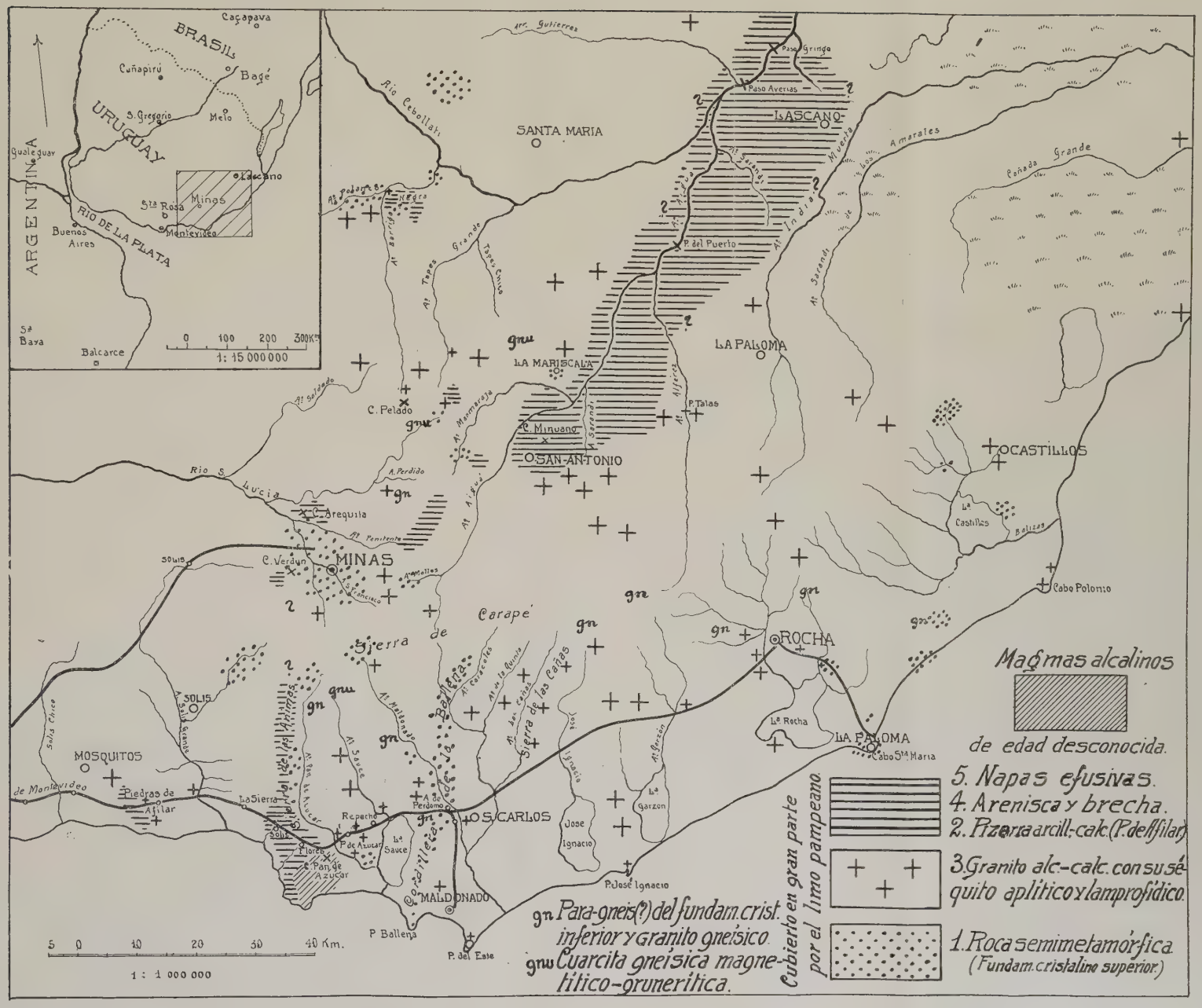
1, El mismo material de la figura antecedente, mostrando la desvitrificación felsítica de la base. Aumentado 200 veces. Nic. +. (Fotografía del autor.)



2, Pórfido cuarcífero con masa fundamental pseudo-esferolítica. Los productos de desvitrificación, con extinción simultánea, envuelven un fenocristal de cuarzo parcialmente resorbido. Serie de Aiguá. Sierra de Sosa, departamento de Maldonado. Aumentado 44 veces. Nic. +. (Fotografía del autor.)



3, Vitrofirita. Fenocristales de labrador, augita (con inclusión de magnetita) y olivina (?). Masa fundamental de desvitrificación perlítica, rica en microlitos. Serie de Aiguá. Lascano, departamento de Rocha. Aumentado 44 veces. (Fotografía del autor.)



Croquis de las formaciones geológicas del sudeste de la República Oriental del Uruguay. Base topográfica : mapa de R. Jannasch
(con respecto a la reproducción de las lagunas costaneras véase lo dicho en *40*, pág. 41)

SOBRE

LA

FACIES LACUSTRE SENONIANA

DE LOS ESTRATOS CON DINOSAURIOS Y SU FAUNA (*)

(CON 20 LÁMINAS Y 1 PLANO)

POR RICARDO WICHMANN

Introducción

En el transcurso de los últimos años tuve oportunidad de hacer muchas observaciones nuevas sobre la extensión de la parte senoniana de los Estratos con *Dinosaurios* en los territorios del Río Negro y del Chubut, durante mis viajes de exploración geológica en la Patagonia, como geólogo de la Dirección general de Minas, Geología e Hidrología de la Nación (1).

Constaté el hecho sorprendente de que las capas lacustres, salobres y en parte también de agua dulce de esta formación supracretácea (2), tienen una propagación insospechada y se pueden seguir desde el sur de Mendoza hasta el río Shehuen en el territorio de Santa Cruz.

En las líneas siguientes quiero describir brevemente los perfiles hasta ahora conocidos y agregar reproducciones de algunas formas de la fauna encontrada en estas capas.

Perfiles

Los afloramientos más septentrionales fueron mencionados por Gerth (3) en la región comprendida entre el río Grande y el río Diamante (4).

(*) Publicado con autorización de la Dirección General de Minas, Geol. e Hidrol.

(1) Los resultados de estos viajes e investigaciones aparecerán en las publicaciones de la Dirección general de Minas etc.

(2) Ya anteriormento tratado por mí ; véase *9, 11, 13 y 14* de la bibliografía.

(3) (*4*) Los números inclinados y en paréntesis se refieren a la numeración correlativa de la bibliografía.

(4) El número 1 del mapa adjunto.

Allí descansan sobre las areniscas rojas del Cretáceo superior, margas verdosas con bancos arenoso-calcáreos y oolíticos, que contienen una fauna de gasterópodos de agua salobre. La pendiente está formada por las calizas fosilíferas del Rocaneano con *Gryphaea vesicularis* y *Cardita Morganiana* y siguen margas abigarradas, areniscas, rojizas claras, etc.

En la « Cañada de los Molles » se encontraron en los bancos calcáreos numerosos ejemplares de *Viviparus, Planorbis, Corbicula* y *ostrácodos.*

Más al sur, Groeber (1) halló en el faldeo sur de la sierra Palao-Co (Cajón de Molina medio) (2), encima de areniscas y arcillas coloradas del Cretáceo superior, que a su vez descansan sobre el « yeso de transición », cerca de 120 metros de areniscas blanquecinas con bancos de yeso y de arenisca calcárea con dientes de *Ceratodus* (3), placas de tortugas, *Unio* y muchos gasterópodos *(Viviparus).*

Como lo comprueba el hallazgo de una *Perna* en la parte inferior del complejo, debajo de las capas con *Ceratodus,* no falta aquí la facies marina del Senoniano. En el techo el « basalto I » del Mioceno se superpone con discordancia directamente sobre las areniscas blanquecinas, mientras que en el oeste y este se intercala el Terciario antiguo.

El piso rocanense, que falta aquí, aparece un poco más al norte en el faldeo occidental de la sierra Palao-Co entre el Terciario y el Senoniano.

Al pie norte del cerro del Mallin de la Mocha, con el cual concluye al mismo tiempo la sierra Palao-Co al norte, se observa, según comunicación verbal de Groeber, el siguiente perfil.

Abajo : Pequeña masa intrusiva de andesita hornbledífera miocena que está rodeada en forma circular como por un manto de

25 metros: calizas azules, silicificadas, algo metamórficas, duras, con escasos fósiles mal conservados, entre los cuales se reconocen algunos *gasterópodos* de agua dulce *(Viviparus)* (Senoniano);

150 metros: areniscas rojas, rosadas o blanquecinas y arcillas del mismo color; todas las capas son relativamente blandas; (correspondientes al piso de Ranquil);

20-30 metros: calizas blanquecinas, levemente anaranjadas con abundantes fósiles del piso de Roca *(Cardita Morganiana,* etcétera);

Pocos metros de areniscas y de arcillas, estas últimas pertene-

(1) (*5*) y (*6*).

(2) El número 2 del mapa adjunto.

(3) Véase lámina II, figura 11.

cientes ya al Terciario antiguo y son separadas por «unconformity» del yaciente;

Arriba: Más de mil metros de andesitas y de basaltos miocenos.

En el lado occidental del río Grande, el Senoniano está desarrollado sólo en su facies marina, en Mütrenkel (Mechanquil). El perfil permite ver debajo de la serie andesítica eogena y con relación de discordancia:

Arriba: Capas calcáreo-arenoso-arcillosas con *Ostrea Ameghinoi* que pertenecen al Rocaneano; luego:

Arcillas coloradas	700 m
Areniscas coloradas	
Arcillas coloradas	
Yeso	80 m
Areniscas parduscas y calcáreas, obscuras con fósiles marinos del Senoniano.	
Areniscas coloradas con restos de *Dinosaurios.*	500-700 m

Abajo: Yeso de transición.

Afloramientos mejores del Senoniano con la fauna de agua salobre se encuentran en la región del arroyo Calmu-Co (1). Rigal (2) distinguió allí los siguientes estratos en la barranca austral y en la quebrada situada al este de la cota 2115 metros de la hoja 30 c, Puntilla de Huincan, editada por la Dirección general de Minas, Geología e Hidrología:

Arriba: Tobas basálticas y basalto.

Yeso (con un banco arcilloso verde)	30.00 m
Arenisca fina blanda.	
Desmoronamiento	5.00 m
Caliza oolítica	0.05 m
Arerisca fina, blanda	0.20 m
Arcilla arenosa, parda	0.15 m
Arenisca amarillenta, blanda	0.20 m
Arcilla parda con restos de *cocodrilos*	0.15 m
Arenisca margosa, dura, gris	0.20 m
Arcilla parda	0.10 m
Arenisca margosa	0.20 m
Arcilla parda	0.10 m
Arenisca margosa	0.15 m
Arcilla con *gasterópodos y Diplodon*	0.10 m

(1) Número 3 del mapa adjunto.

(2) Debo estos datos a la amabilidad de mi colega Remigio Rigal.

	Arenisca margosa	0.10 m
	Arcilla parda	0.10 m
	Arenisca margosa	0.20 m
	Arcilla parda	0.10 m
	Arcilla arenosa gris-parduzca	0.45 m
	Arenisca gris de grano mediano	2.00 m
	Arcilla parda	0.50 m
	Arenisca gris	2.00 m
Abajo:	Arcillas	8.00 m

Otro perfil que Rigal anotó en la orilla izquierda del arroyo Calmu-Co, en el camino desde el puesto de Ríos a Las Llaretas y que está situado en el cruce de los caminos marcado en la citada hoja topográfica aguas arriba del puesto y de la cota de 1695 metros, revela la existencia de las siguientes capas :

	Calizas yesíferas.	
	Margas amarillentas con *gasterópodos* y *Diplodon*	0.20 m
	Areniscas amarillentas, finas	0.30 m
	Margas amarillentas con *gasterópodos* y *Diplodon*	0.30 m
	Areniscas amarillentas con intercalaciones de capas finas de yeso y arcilla margosa, gris, dura.	
	Arenisca con *ostrácodos*.	

El espesor total del Senoniano llega en este lugar a 30 hasta 40 metros.

En el arroyo Calmu-Co inferior aparecen, según Groeber (1), debajo del: Techo: « Basalto III » pleistoceno :

Arriba :	Margas calcáreas con nódulos y concreciones de arenisca de tamaño variable, de color pardusco-verdoso, en parte algo yesosas, muy bien estratificadas por sucesión de capas delgadas, blandas y duras ; en la parte superior existen en abundancia *bivalvos* y *gasterópodos* de agua dulce y salobre *(Viviparus* y *Diplodon)*	30-40 m
	Areniscas claras alternantes con banquitos de yeso y con vetas yesosas (¿ capas marinas ?).	50-80 m

(1) (*5*) y (*6*).

Margas de color frambuesa clara, hacia abajo blanquecinas	30 m
Margas coloradas obscuras	20-30 m
Areniscas bayas, a veces micáceas, más de	150 m
Areniscas rojas con bancos de margas rojas	40-50 m
Base: Yeso de transición, más de	100 m

Dos cortes en Ranquil del Norte (arroyo del Porvenir) (1) (véase la hoja 31 c en 1 : 200.000 (levantamiento Groeber), «Confluencia de los ríos Grande y Barrancas», editada por la Dirección general de Minas, Geología e Hidrología) nos muestran las capas de agua salobre en la siguiente composisición y conjunto :

Arriba : Arcillas coloradas	
Yeso de 10-12 metros de espesor, que corresponde posiblemente y representa al piso de Roca	150 m
Arcillas coloradas (cerca de 100 m.)	
Areniscas blanquecinas / Areniscas coloradas bien estratificadas «Arenis-cas del Ranquil»	300 m
Yeso 5-8 m	
Calizas azuladas, silicificadas y dolomitas pardo-claras con *bivalvos* y *gastrópodos (Diplodon, Paludina* (2), *Bithynia,* etc.), y areniscas gris-amarillentas pardas.	40 m
Areniscas rojas, rosadas	400 m
Abajo : Yeso de transición.	

El hallazgo de *Modiola* etc., cerca de la comisaría mendocina del Barrancas inferior, desaparecido con la creciente del año 1914 (creciente del río Colorado), indica que en esta región también existe el pasaje de la facies salobre a la marina.

Directamente al este de estos últimos lugares, afloran en los alrededores de Agua de Pérez (3) y en el Cañadón Amarillo (véase el mapa 1 : 200.000 topográfico, 31 c, confluencia de los ríos Grande y Barrancas) debajo del Rocaneano arcillas y margas verdosas y pardas con yeso (40 m), en las cuales no han sido encontrados fósiles hasta ahora, pero que probablemente pertenecen a la facies marina o semimarina.

Todavía no está establecido, si los bancos arenosos, yesíferos con *Hydrobia* mencionadas por Gerth, del Alto Pencoso de San Luis (4), per-

(1) (*6*) y número 4 del mapa adjunto.

(2) Lámina IX, figura 76.

(3) (*6*) y número 5 del mapa adjunto.

(4) Número 5 *a* del mapa adjunto.

tenecen a este mismo piso senoniano; en realidad, han de corresponder, tal vez, a las capas de los Llanos de edad miocena (1).

Al sudeste de la sierra de Auca-Mahuida observamos en un paisaje ocupado por los «Estratos con *Dinosaurios*», capas de agua salobre (2) que en parte tienen un carácter semimarino, lo mismo que el horizonte mencionado del río Barrancas inferior.

Se trata de cerca de 15 metros de arcilla gris, hasta gris-amarillenta y parda, untuosa, en partes finamente estratificada, con un horizonte de geodas calcáreas grandes, blanquecinas, que contienen innumerables *Perna* y *Panopaea,* junto con *ostrácodos* y *peces.* En esta arcilla preséntanse también, en algunos lugares, espesos bancos de yeso impuro; igualmente la arcilla está atravesada por vetas de yeso.

Siguen más abajo 5 metros de arcilla pardo-grisácea, llena de pequeños *ostrácodos, Hydrobia* y *bivalvos* chicos, que deben pertenecer al género *Corbicula.* Se intercalan geodas calcáreas de color amarillento y gris-claro, en cuya superficie obscura se destacan en buen estado de conservación los *ostrácodos, Hydrobia* y restos de *peces.*

El substrato de estas capas está formado por margas, arcillas y areniscas abigarradas de los «Estratos con *Dinosaurios*».

Unas quince leguas más al sudeste, hallamos los mismos depósitos en facies lacustre sobre las areniscas abigarradas del Cretáceo superior en la barranca al norte de Chañar Grande, en el curso inferior del río Neuquen (3) en forma de arcillas y margas yesíferas, amarillentas hasta verdosas, con millares de *ostrácodos* y numerosos *bivalvos* chicos *(Corbicula).* En la parte superior hay un banco con nódulos irregulares, margosos, con muchos *ostrácodos* y en la parte inferior una capa dura de marga amarillenta clara.

Estas capas aparecen también en la saliente noroeste de la barranca que circunda la gran depresión del lago Pellegrini. Se compone de

20 metros de arcilla y marga amarillenta y arcilla gris estratificada por medio de capitas y películas de arena finísima, micácea, contienen estas capas raros *ostrácodos,* en parte restos de vegetales carbonizados y yeso finamente distribuído.

En la parte inferior observamos dos bancos de arcillas

(1) (*5*).

(2) (*14*) página 7, lámina V, figuras 2 y 3, número 6 del mapa adjunto.

(3) (*14*), página 8, número 7 del mapa adjunto.

amarillas, llenos de *ostrácodos* e *Hydrobia*, en la parte superior existe una capa de marga obscura y de calcáreo con millares de *ostrácodos, Hydrobia, Planorbis* y restos de *peces*, etc.

A menudo toda la roca se compone puramente de esqueletos de géneros de *Entomóstracos* (1).

En la saliente sudeste de la Cuenca Vidal se superponen sobre areniscas violáceas, arcillas gris-claras, margosas, estratificadas con numerosos *ostrácodos* sobre los planos de estratificación de los bancos y areniscas finas, amarillentas con lentes de rodados, arenisca calcárea clara, delgadamente estratificada con muchas impresiones de vegetales y granos de *polen* que pasa hacia arriba en arenisca fina, amarillenta, en parte dura y calcárea.

Unos kilómetros más al este, la barranca se eleva considerablemente y muestra bien las capas mencionadas en la siguiente composición:

Abajo: Arenisca amarillenta fina, margosa, con muchas hojitas de mica y algunos *ostrácodos;* hacia arriba siguen;
Cerca de 10 metros de arcilla gris, hojosa, con capitas delgadas de arena y restos de vegetales carbonizados, e. p. arcilla amarillenta con *ostrácodos* y mucho yeso;
Cerca de 0,30 metros de arenisca clara, dura, cuarcítica, de grano variable, con muchas placas de *tortugas* (2), restos de *cocodrilos* (3), vértebras y dientes de *Ceratodus* (4) etc.;
4 metros de arcilla amarillenta, hasta gris;
Cerca de 0,40 metros de una capa arcillosa yesosa, « bonebed » de dientes y huesos de *Hidrosaurios* etc.;
2-3 metros de arcilla gris, hasta amarillenta;
0,30 metros de arenisca clara, cuarcítica con restos de *Hidrosaurios;*
10 metros de arcilla gris, e. p. margosa con algunos *ostrácodos* y con repetida intercalación de bancos de yeso y nódulos de ópalo y calcedonia;
3 metros de yeso.
Arriba: 10 metros de margá gris, hasta gris-amarillenta con yeso.

(1) Véase (*14*), lámina VI.
(2) Véase (*14*), lámina VII, figuras 1 y 2.
(3) Véase lámina VI, figuras 41 y 44.
(4) Véase (*14*), lámina VII, figuras 3 y 6.

Cerca de Cinco Saltos salen a la vista, en el lado septentrional del río Neuquen, encima de margas y areniscas con huesos de *Dinosaurios :*

Abajo : 0,15 metros de arcilla y marga estratificada, micácea, con capitas de arena y muchos restos de vegetales;
8-10 metros de arenisca calcárea, blanda, amarillenta;
30 metros de marga amarillenta, e. p. arenosa, con mucho yeso, hojitas de mica, nódulos de ópalo y *ostrácodos ;* hay intercalación de geodas duras, irregulares, margosas, con muchos *ostrácodos,* restos de *peces* (vértebras, escamas, etc.) e *Hydrobia ;* hacia arriba, estas margas adquieren un tono más gris-amarillento y se intercalan : arcilla blanquecina, tobácea e. p. algo arenosa y algunos centímetros de una arcilla negruzca ferruginosa, como también bancos chicos de arenisca con restos de *tortugas* y una capa de « bonebed » que está compuesta totalmente de restos triturados de *peces ;* sisiguen margas amarillentas y grises, arcilla gris con yeso y un banco de yeso.
Arriba : 0,50 metros de rodados patagónicos.

Frente a Contraalmirante Cordero, en el lado opuesto del río Neuquen, las capas salobres afloran en la barranca del río (1). Se trata aquí de arcillas violáceas, con miles de *charáceas* y raros *ostrácodos,* arcillas grises estratificadas, con moluscos chicos *(Corbicula)*, innumerables *ostrácodos*, impresiones de *vegetales* y madera carbonizada, arcilla gris-violácea, con grandes ejemplares de *Diplodon* y arcillas y margas claras y blanquecinas con *ostrácodos.*

Más al sudeste, al otro lado del río Negro, observamos en la barranca, frente a General Roca (2), desde abajo hacia arriba :

Abajo : 2-3 metros de margas violetas;
0,50 metros de un banco de caliza blanquecina con *Corbicula ;*
4 metros de margas y areniscas abigarradas;
0,30 metros de margas blanquecinas, verdosas y coloradas con *Corbicula* (3), *Hydrobia*, *Viviparus* (4), *ostrácodos* y *charáceas* (5) e. p. silicificadas;

(1) Véase (*14*), página 11, número 8 del mapa adjunto.
(2) Véase (*14*), página 12, número 8 del mapa adjunto, lámina XIII.
(3) Véase lámina VIII, figuras 52 al 54 y lámina IX, figuras 57 al 60.
(4) Véase (*3*), figura en el texto.
(5) Véase (*9*), dibujos y (*11*), lámina VI.

2 metros de margas rojas, arenosas, hasta arenisca margosa y areniscas abigarradas;
0,30 metros de margas violáceas;
2 metros de areniscas y margas abigarradas;
1 metro de margas e. p. arenosas, violáceas y blanquecinas con *ostrácodos* en la parte inferior;
0,50 metros de arenisca gris-clara, hasta rojiza, calcárea e. p. cuarcítica, con numerosas placas de la coraza de *tortugas* y dientes de *Ceratodus* (1);
Arriba: 2 metros de arenisca colorada, alternante con capas delgadas de marga abigarrada.

Encontramos, siguiendo desde este lugar el camino al « Bajo de los Menucos» (2), hacia el sudeste, en el borde nordeste de dicha cuenca honda y en la región de la Aguada Trapal-Co, una barranca alta que está formada de arriba para abajo por:

Arriba: 30 metros de Arenisca gris-azulada del río Negro;
Calizas — en parte oolíticas — y margas y arcillas amarillentas y verdosas del Rocaneano con una rica fauna de este piso;
Arenisca blanda, blanquecina;
Arcilla gris-verdosa, clara, con geodas margosas y calcáreas;
Arcilla blanquecina-verdosa con bancos de arenisca de color gris-pardo en la costra, que contiene numerosos *gasterópodos* (3), *Diplodon* (4), restos de *tortugas* (5) y dientes de *Ceratodus* (6).

Todo este conjunto sin las areniscas del río Negro, que se encuentra debajo del Rocaneano, tiene un espesor de 40 metros.

En el « Bajo de Santa Rosa », que forma la continuación suroriental del « Bajo de los Menucos», se levantan al norte de Santa Rosa varias cadenas de colinas de 15 metros de altura, que consisten de arcillas blanquecino-verdosas con bancos de margas y yeso que contienen muchos dientes de *Ceratodus* (7), vértebras del mismo fosil (8) y escamas

(1) Véase (*14*), lámina VII, figura 4.

(2) Véase número 9 del mapa adjunto.

(3) Véase lámina X, figuras 64, 66, 67, 68, 70, 71 y 72, y lámina XI, figuras 75 y 77.

(4) Véase lámina III, figura 15.

(5) Véase lámina III, figura 17; lámina IV, figuras 19 y 21; lámina VII, figuras 47 y 48, y lámina IX, figura 55.

(6) Véase lámina I, figura 2; lámina II, figura 9; lámina III, figura 12.

(7) Véase lámina I, figura 6 y lámina II, figuras 8 y 10.

(8) Véase lámina IV, figura 23 y lámina VI, figuras 38 y 40.

(lám. VI, figs. 36 y 37), restos de *tortugas* y muchos ejemplares silicificados de una *Diplodon* grande (1).

Sobre estos estratos descansa con transgresión el Rocaneano fosilífero con cerca de 35 metros de espesor (2).

Al sur del « Bajo de los Menucos » afloran en la barranca de « Cabeza de Potro » (3) sobre areniscas rojizas y conglomerados :

Abajo : Areniscas arcillosas, blandas, rosáceas ;

Arcilla y marga blanquecino-verdosa con bancos de arenisca arcillosa, margosa y arenisca blanquecina. En estas capas, que están coronadas por areniscas pliocenas y que tienen un espesor de cerca de 20 metros, encontré muchos *gasterópodos* (4), *Diplodon,* restos de *tortugas* y de *Dinosaurios*, *coprolitos* (5), etc. ;

Arriba : Arcillas blanquecinas-verdosas con capas de arenisca y margas forman también la barranca alta en la bajada a Nahuel-Niyeu (6), en su parte superior con un banco de caliza blanquecina-amarillenta. Abundan igualmente aquí los *gasterópodos*, *Diplodon* y restos de *tortugas*. Además, se encuentran placas y geodas de sílice.

Los afloramientos de este paraje permiten observar con maravillosa claridad cómo el Patagónico cubre con transgresión discordante ya sea los « Estratos con *Dinosaurios* », ya sea los restos del Rocaneano, que se han conservado todavía (7).

Al sur de la depresión grande de Valcheta se observan, debajo del manto de basalto, las arcillas blanquecinas y areniscas en la barranca del lado sudeste del arroyo Valcheta (8), las que contienen muy pocos *gasterópodos.*

Entre el arroyo Valcheta y el arroyo Nahuel-Niyeu (9), arcillas gris-blanquecinas con mucho yeso y bancos de arenisca que contiene restos

(1) Véase lámina III, figuras 14 y 16 y lámina IV, figura 18.

(2) Véase láminas XV, XVI y XVII.

(3) Número 10 del mapa adjunto y lámina VIII.

(4) Véase lámina X, figuras 62, 63, 65 y 69.

(5) Véase lámina V, figuras 29 y 30.

(6) Número 11 del mapa adjunto.

(7) Véase lámina XIX.

(8) Número 12 del mapa adjunto.

(9) Número 13 del mapa adjunto.

de *tortugas*, *gasterópodos*, *Diplodon*, etc., forman la pendiente de la meseta basáltica, conservándose en partes, encima de estas capas, escollos de Rocaneano fosilífero.

Las mismas condiciones se constatan entre el arroyo Nahuel-Niyeu y el arroyo Trineta (1). Los fósiles *(gasterópodos* y *Diplodon)* están transformados aquí parcialmente en sílice, a veces son calcáreas.

Aparecen entre el curso superior del arroyo Trineta y Yaminhué (2), superponiéndose sobre el zócalo antiguo (granito, gneis, etc.) los siguientes estratos :

Abajo : Arcilla gris-blanquecina;
Arcilla fina, blanquecina, con restos de *tortugas;*
Arcilla gris;
Arenisca blanda, amarillenta, con geodas de arcilla;
Arcilla gris;
Arenisca blanda, amarillenta, con dientes de *Ceratodus* y *gasterópodos;*
Arcilla blanquecina con restos de *tortugas;*
Banco calcáreo, blanquecino, hasta amarillento, formado por *ostrácodos* y con dientes y vértebras de *Ceratodus;*
Arriba : Arcilla gris-blanquecina.

Las arcillas contienen mucho yeso y placas de sílice. El techo de estos estratos está compuesto por margas, arcillas y calizas (« lumachelle ») del piso rocanense, sobre las cuales se extiende el vasto manto de basalto neogeno.

Al oeste de Yaminhué (3) se observa debajo de un manto basáltico de 2-3 metros de espesor :

Arriba : Arenisca arcillosa hasta arcilla arenosa, cocida (separación columnar) con partículas de plagioclasa y cuarzo;
Arenisca arcillosa, fina, pardusca;
Arcilla tufácea, blanquecina;
Arcilla amarillenta;
Arcilla tufácea, blanca;
Arenisca fina, blanca, con *gasterópodos, Diplodon,* dientes de

(1) Número 14 del mapa adjunto.

(2) Número 15 del mapa adjunto.

(3) Número 16 del mapa adjunto y lámina XIV.

Ceratodus (1), restos de *saurios, cocodrilos* (2) y *tortugas, coprolitos* y *árboles* grandes silicificados;

Abajo : Arcilla arenosa, fina, amarillento-pardusca, papirácea con restos *vegetales,* escamas de *peces,* e innumerables *ostrácodos;* hacia abajo, la arcilla toma un color negruzco.

El espesor visible de estas capas alcanza a unos 20 metros.

Más al sur, en la parte superior del valle del arroyo Comi-Co y Amenlan (3), salen a la vista, en el borde de la gran meseta basáltica del Somon-Cura, sobre los pórfidos cuarcíferos y sus tobas cerca de 60 metros de los «Estratos con *Dinosaurios*» en la siguiente composición :

Arriba : Arcilla gris con capitas arenosas;
Marga blanca, dura, astillosa;
Arcilla gris;
Banco calcáreo, formado por *ostrácodos;*
Arcilla gris-blanquecina con intercalaciones de marga;
Banco delgado, margoso, blanquecino con *ostrácodos;*
Arcilla gris-blanquecina con restos de *tortugas;*
Banco margoso con *ostrácodos;*
Abajo : Arcilla gris-blanquecina.

Pude constatar el complejo aquí tratado, también en el « Bajo de Lenza-Niyeu » (4) donde tiene un espesor de 35 metros y donde está compuesto por arcillas gris-amarillentas hasta gris-blanquecinas con nódulos calcáreos y silícicos en su parte superior, y en su parte inferior con mucha *madera* fósil y restos de *Dinosaurios.* Aparecen intercalados :

Arenisca calcárea, fina, blanca;
Arenisca gruesa, blanquecina, e. p. blanda, e. p. dura;
Arenisca gruesa, pardo-obscura, ferruginosa;
Arcilla ferruginosa, pardusca, obscura con innumerables *gasterópodos* (5) y *Diplodon* (6), que forman un conglomerado de estos géneros y con dientes de *Ceratodus.*

El yaciente está formado por el granito o por los pórfidos cuarcíferos, mientras que el techo está representado por capas pliocenas o por cali-

(1) Véase lámina I, figuras 1, 3, 4, 5 y lámina II, figura 7.
(2) Véase lámina V, figuras 24 y 28.
(3) Véase número 17 del mapa adjunto.
(4) Véase número 18 del mapa adjunto.
(5) Véase lámina XI, figura 73 y 74 *(Viviparus).*
(6) Véase lámina III, figura 13 y lámina IV, figura 20.

zas fosilíferas del Rocaneano, entre los cuales se distingue especialmente un conglomerado de *Turritella*.

No tuve oportunidad de observar, si estos estratos aparecen también en el borde austral de la meseta del Somon-Cura, donde afloran los « Estratos con *Dinosaurios* », pero creo tener bastantes razones para suponerlo.

Quiero mencionar también el hallazgo de un resto de *tortuga* en arcillas claras, tufáceas, al oeste del paso Moreno en el valle del arroyo Telsen (1).

Pasando en uno de mis viajes por el valle inferior del río Chubut, encontré en el complejo al pie de la barranca de Gaiman (2), considerado por Roth (3) como « Estratos con *Dinosaurios* » y por Windhausen (4) como Salamanqueano, en las areniscas duras en partes cuarcíticas muchos pedazos de placas de *tortugas* que me hacen suponer que debemos reconocer en estos estratos los mismos depósitos lacustres del Senoniano.

Igualmente en el trecho entre la « Angostura » y « Tierra Salada » (frente a Dolavon en el valle superior) afloran, en la base, arcillas claras tufáceas con restos de *tortugas* (5).

Encontré otra vez el Senoniano lacustre en el valle de Río Chico del Chubut, cerca de dos leguas al norte de Sauce Solo (6). Forman el yaciente :

Abajo : Arcillas amarillentas con mucho yeso y con *Gryphaea pyrotheriorum ;*
Arcilla arenosa y arena arcillosa, verdosa con yeso y con muchos fósiles marinos ;
Arriba : Arcilla gris-verdosa con yeso y con restos de fósiles marinos mal conservados.

Empieza ahora el complejo que pertenece a la clase de depósitos a que está dedicado este trabajo con :

(1) Véase número 19 *a* del mapa adjunto.
(2) Véase número 19 *b* del mapa adjunto.
(3) (*8*).
(4) (*16*).
(5) Véase número 19 *c* del mapa adjunto.
(6) Véase número 19 del mapa adjunto.

Arena gruesa, ferruginosa con rodados, de color amarillento hasta pardo;
Arena fina, blanquecina, con restos de *tortugas, madera* petrificada *(palmeras);*
Arcilla pardusca, clara;
Arcilla negruzca;
Arriba: Arcilla amarillenta-verdosa;

Siguen hacia arriba las capas eogenas con mamíferos.

Estos estratos aparecen también en la costa del océano Atlántico al norte del « Pico Salamanca » (1). Groeber (2) observó en Punta Peligro donde se elevan estas capas por encima del nivel del mar:

Abajo: Areniscas y margas verdosas, glauconíticas con *Gryphaea pyrotheriorum, Turritella,* etc.;
Areniscas glauconíticas, en parte sin fósiles, pero en parte con *ostras* y *Turritella* rodadas;
Arcilla arenosa verde-olivácea y arcilla de color rojo de vino y violáceo, alternantes (2-3 m);
Arenisca y arcilla verde con geodas arcillosas blancas y algunos bancos de arcilla algo arenosa, negra, con restos de *tortugas,* alternantes con arcilla verdosa con geodas calcáreas blancas;
Margas arenosas coloradas.
Arriba: Margas arcillosas blanquecinas.

En dirección al Pico Salamanca y hacia el sur, siguen hacia arriba:

Areniscas de color rosado de 180 metros de espesor que corresponden al piso del Ranquil de Groeber;
Tobas blanquecinas del Eogeno con *mamíferos* (Pico Salamanca);
« Molasa » patagónica (en el Pico Salamanca);
Areniscas araucanas (en el Pico Salamanca);

Según A. Hemmer (3) aparecen en algunas perforaciones de la región de Comodoro Rivadavia, más o menos 50 a 80 metros sobre la capa negra característica, estratos margosos calcáreos con fósiles de cerca de 40 metros de espesor, que pertenecen al piso rocaneano.

En la capa-guía negra von Huene encontró en Punta Peligro muchos

(1) Véase número 21 del mapa adjunto.

(2) Agradezco estos datos a mi colega, doctor P. Groeber, que hizo sus observaciones en un corto viaje en 1920.

(3) (7).

restos de *tortugas, cocodrilos* y *cangrejos.* La clasificación de este material está a cargo del doctor Staesche (de Tübingen), esperándose su pronta publicación.

Cerca de la punta Matalinares, en la costa del océano, donde también afloran estos complejos, Groeber observó el siguiente perfil:

Abajo : 5 metros arcillas grises, muy alteradas, esquistosas, escamosas con rastros de petróleo y con un horizonte fosilífero en arcilla gris y verdosa (abunda *Leda, Panopaea,* etc., notables son *cangrejos* enrollados);
3 metros banco arcilloso, duro con nódulos;
10 metros arcillas rojizas hasta gris-verdosas, fragmentosas, escamosas con vetitas de yeso;
2-3 metros arcilla gris, blanquecina-verdosa, ferruginosa, esquistosa, en la parte inferior con nódulos arenoso-calcáreos con fósiles marinos;
4 metros arcilla verde con fajas coloradas y fragmentos de moluscos;
0,50-1 metro capa de arcilla negra con vértebras de *tortugas,* etc.;
Arriba : 2 metros capas arcillosas y arenosas de color blanquecino y rojo, areniscas rojas (piso del Ranquil).

También se comprobó la existencia del horizonte característico de arcilla negra en muchas perforaciones en Comodoro Rivadavia (1).

Windhausen (2) describe de la península del borde septentrional del lago Colhue-Huapi, frente al cerro Chenque, areniscas glauconíticas, verdes con *madera* fósil, de un espesor 5-6 metros, en cuyo yaciente se encuentran arcillas abigarradas, mientras que en el techo hay arcillas con la capa negra característica. Aquí no se encontraron fósiles.

Al sur del lago Colhue-Huapi, en el borde de la meseta de la María Santísima (3), afloran areniscas blandas, glauconíticas verdes y verde-amarillentas con una gran cantidad de *árboles* petrificados y arenas grises con restos *vegetales,* carbonizados, arcillas verdosas y rojo-violáceas y más abajo varios bancos delgados, arenosos, duros silicificados con muchos ejemplares de *Cytherea chalcedonica* v. Ih., *Venericardia palaeopatagónica* Ih. y dientes de *tiburones,* extendiéndose el carácter marino sólo sobre un trecho corto.

(1) (*12*) página 8, láminas II y III.
(2) (*17*) página 216, número 20 del mapa adjunto.
(3) (*17*).

Windhausen (1) observó las mismas areniscas glauconíticas, verdes con madera y troncos de árboles y con la intercalación de la capa de arcilla negra en su parte superior, algo al nordeste de Las Heras (2), con un espesor de 6 metros y en la región del río Deseado, cerca de Pico Truncado (3), con un espesor de 10 metros, apareciendo aquí pequeñas capitas de lignito. Hacia arriba siguen arcillas de color gris, bayo, rojo y amarillo.

En las barrancas de río Shehuen o Chalia, en el territorio de Santa Cruz, Ameghino (4) encontró en la parte correspondiente de los Estratos con *Dinosaurios,* depósitos marinos (5) que juzga más o menos contemporáneos con el Salamanqueano y que contienen:

Ostrea guaranitica v. Ih.;
Trigonia cf. *aliformis* Park. (6);
Corbula sehuana v. Ih.;
Potamides patagonensis v. Ih.;
Melania sp.

Dice en página 98: « Dans la même localité Par-aik, au-dessous de la couche contenant ces débris de *Dinosauriens* et au-dessous de la couche a *Ostrea guaranitica,* les grès rouges contiennent un mélange d'ossements terrestres et marins. Il y a des os de grands *Dinosauriens sauropodes* mêlés avec des dents de *Squales* d'especes crétaciques *(Oxyrhina Mantelli, Scapanorhynchus subulatos,* etc.) et d'autres poissons du même age *(Protosphyraena, Lepidotus, Ceratodus,* etc.) et parmi tous ces débris quelques vertèbres d'un mammifère a peu près de la taille de *Notostylops.* »

De esta descripción corta de las capas no es fácil formarse una idea clara sobre la sucesión de los diferentes estratos, ni sobre sus caracteres petrográficos, pero de la mención de un diente de *Ceratodus,* del primero encontrado y descrito de la Patagonia, creo poder deducir que en este paraje se han depositado también los sedimentos de las facies de agua dulce o salobre. Investigaciones futuras detalladas, demostrarán si esta suposición es acertada o no.

En la orilla derecha del río Chalia se ponen, según Bonarelli, sobre el Shehuenense las capas marinas del Patagónico.

(1) (*17*).
(2) Véase número 22 del mapa.
(3) Véase número 23 del mapa.
(4) (*1*) páginas 71, 72 y 98.
(5) Véase número 24 del mapa.
(6) (*2*).

Posición estratigráfica

El yaciente de los depósitos lagunares está formado en Mendoza, Neuquen, Chubut y Santa Cruz casi siempre por la sección inferior de los « Estratos con *Dinosaurios* ». En el Río Negro también toman parte los pórfidos cuarcíferos y las rocas del zócalo viejo. En cuanto al techo, se puede decir que sobre el Senoniano lagunar aparecen potentes bancos de areniscas de los « Estratos con *Dinosaurios* » y más arriba la transgresión del piso rocaneano (1) o la sección superior de « los Estratos con *Dinosaurios* » está destruída por la erosión y el Rocaneano se superpone directamente sobre el Senoniano (2), lo que comprueba que hubo movimientos en aquella época del Cretáceo superior.

En algunas localidades, el Senoniano se encuentra cubierto por basalto (3) o por los depósitos de la transgresión del Patagónico marino (4).

La transgresión del piso rocaneano, cuya extensión es conocida en el sur de Mendoza y en el Neuquen, pudo ser constatada también en Mallin (5) de la Yegua y en las orillas del río Limay (Casa Nogueira (6). El piso se presenta allí bajo la forma de calizas oolíticas con fósiles y en el cañadón de José Ávila (7) bajo la forma de arcillas y calizas. Además, observé las capas fosilíferas del Rocaneano en una gran extensión en el Bajo de Santa Rosa (8), en el Bajo de Lenza Niyeu (9), en la región al norte del último (Bajo Hondo, Sierra Negra, Colo Niyeu, etc.) (10), Valcheta y Aguada de Cecilio.

Un poco al sur de San Antonio, el piso rocaneano empieza a aflorar en la playa del océano Atlántico, siguiendo la costa hasta el arroyo Verde, descansando sobre las rocas del zócalo antiguo (granito, filitas, cuarcitas, etc.) o sobre el pórfido cuarcífero supratriásico. En el valle del arroyo Salado, al norte del arroyo Verde, continúan las capas rocaneanas bastante hacia el oeste. Contienen aquí fósiles en parte silicifi-

(1) En los lugares número 4, etc.

(2) En los lugares números 1, 2 (e. p.), 5, 9, etc.

(3) En los lugares números 2 (e. p.), 3, 12, etc.

(4) En los lugares 11, etc.

(5) Entre Zulemita (codo del Catan-Lil) y el Tropezón.

(6) Véase (*15*).

(7) Cerca del cerro Policía (El Cuy).

(8) Véase número 9 del mapa.

(9) Número 8 del mapa adjunto.

(10) (*15*).

cados y en buen estado de conservación (1). Aparecen también en las barrancas de las estribaciones orientales de la gran meseta basáltica del Somun-Cura, encima del pórfido cuarcífero y cubiertas por el basalto en una altura de cerca de 455 metros sobre el nivel del mar.

Observé restos del Rocaneano en forma de conglomerados violáceos con material del pórfido cuarcífero y fósiles y de calizas porosas brechosas formadas por moluscos y *briozoos* hasta cinco leguas al sur del arroyo Verde. Windhausen (2) menciona estas capas marinas de pozo « La Conchilla » (3), situado a unos 50 kilómetros más al sur.

Afloran igualmente en el valle del río Chubut (4) y contienen *Gryphaea Rothi* y *Gryphaea Burckhardti* y muchos otros fósiles y aparecen en las barrancas del río Chico inferior y medio, donde bancos calcáreos, en parte areniscas amarillentas descansan transgresivamente sobre los pórfidos cuarcíferos. Contienen en estos lugares una fauna rica en *moluscos* y también muchos *equinodermos* y *briozoos*. Se extienden en el valle del río Chico hasta la región del Sauce Solo y fueron mencionados igualmente como presentes en la Bahía Bustamente y en « Las Tetas de Pinedo » en la costa del océano Atlántico (5). En este último punto se presentan como bancos calcáreos, conglomerádicos que según Windhausen (6) contienen, además de *ostras*, un gran número de *briozoos, esponjas* y *corales* y como bancos fosilíferos con *bivalvos* y *gasterópodos*.

F. Ameghino dió a estos sedimentos de la región del río Chubut, Río Chico y de la costa el nombre de *Salamanqueano* que no significa más que un sinónimo del Rocaneano. Corresponden a la « facies calcárea del Salamanqueano » de Windhausen (7) y pertenecen al Daniano.

En el valle superior del río Chico y en la costa del golfo San Jorge, aparece debajo de estas capas, un complejo de areniscas glauconíticas y arcillas verdosas, azuladas, con bancos fosilíferos que representan el Senoniano y que fué constatado también en las perforaciones de Comodoro Rivadavia (8).

Windhausen (9) considera estas capas, que él llama « facies glauco-

(1) Especialmente *Aporrhais* y *Trigonias* (véase lám. VII, figs. 45 y 46 y lám. VIII, figs. 49 al 51).

(2) (*16*).

(3) Al sudeste de la Sierra Chata.

(4) Cañadón de Iglesias, Valle Alsina, etc. (véase (*15*).

(5) Véase (*1*).

(6) (*17*).

(7) (*17*) Cuadro comparativo del Cretáceo superior en la Patagonia.

(8) (*10* y *12*).

(9) (*17*).

nítica de Salamanqueano», como sincrónicas con la facies calcárea y por eso danianas.

Anteriormente he demostrado ya a raíz de la descripción de los fósiles, encontrados por mí en las muestras de los sondeos de la zona de reserva de Comodoro Rivadavia, que este complejo debe ser contemporáneo con el horizonte con *Lahillia Luisa* Wilckens (1), es decir con el Senoniano superior.

Las investigaciones posteriores de Groeber, Hemmer y Keidel (2) comprobaron esta mi subdivisión e interpretación, porque se ha encontrado el Rocaneano (Daniano) fosilífero entre 50 y 80 metros arriba de la capa guía negra en algunas perforaciones de Comodoro Rivadavia y como intercalacion en la sección superior de los « Estratos con *Dinosaurios*».

La fauna

Entre la fauna de la facies lacustre de los « Estratos con *Dinosaurios* » se destaca como un elemento característico el género *Ceratodus,* cuyos dientes se encontraron en muchos lugares desde el sur de Mendoza hasta el río Shehuen en Santa Cruz. El tamaño de los mismos es muy variable. Alcanzan hasta 5 centímetros de largo. La mayor parte de los dientes tiene cuatro crestas radiales y corresponde a la mandíbula inferior, mientras que los dientes del paladar con 5 crestas son más escasos. Fuera de los ejemplares reproducidos en las láminas que acompañan estas líneas (3), existen otros que están reproducidos en la lámina VII de la publicación de la Dirección de Minas, Geología e Hidrología y el *Ceratodus Iheringi* Amegh. (4).

Algunas escamas (véase lám. VI, figs. 36 y 37) halladas juntas con los dientes, han de pertenecer al mismo género.

Ya se ha llamado la atención sobre la semejanza de esta parte de los « Estratos con *Dinosaurios* » con las capas de Montana de Norte América, que corresponden al Cretáceo superior. Se encuentra en ellas la misma composición de la fauna como en la de la Argentina. Al lado de *Ce-*

(1) Baguales y cerro Cazador.

(2) (*5*), (*6*) y (*7*) y página 396 de este trabajo.

(3) Todas las figuras son de tamaño natural.

(4) (*1*) figura 11. A la misma especie se refiere Schlosser en la edición nueva de « Grundzüge der Palaeontologie » von K. A. von Zittel, tomo II, 1923, mencionando la presencia de esta familia de *dipnoi* en la Patagonia, pero seguramente mal guiado por la clasificación anterior hecha por Windhausen, quien declaró el Rocaneano como Paleoceno y quien confundió el Senoniano con el Rocanense, da a este hallazgo una edad de Terciario antiguo.

ratodus cruciferus y *Ceratodus hierogliphicus* aparecen varias especies de *Unio*, restos de *tortugas*, etc. (1).

Se hallan restos de *tortugas* tanto en el Neuquen y Río Negro, como en el Chubut, a veces en grandes cantidades, si bien, hasta ahora, no ha sido (2) posible conseguir un ejemplar más o menos completo de estos *testudinata*.

El material coleccionado por von Huene, Hemmer y Keidel en la costa atlántica fué clasificado por Staesche de Tübingeu y se encuentra en vías de publicación. Fuera de vértebras y huesos de *cocodrilos*, este horizonte ha suministrado también varios dientes de esta familia, cuyo estado de conservación es poco satisfactorio (3).

Abundan en muchos afloramientos los *coprolitos* (4) en los cuales se observan espinas, vértebras, y escamas rotas de peces. No sería desarcetado atribuir estos restos a los *cocodrilos*.

Los *invertebrados* están representados por varias especies del género *Diplodon* de las cuales algunas son caracterizadas en la parte superior de la valva por numerosas costillas radiales que salen del vértice (5). Son muy frecuentes en casi todos los afloramientos tanto en el sur de Mendoza, como en el Neuquen y en el Río Negro.

Von Ihering determinó también algunos ejemplares de *Unionida*, que Hauthal trajo del río Shehuen como *Diplodon colhuapiensis*, especie encontrada igualmente por Carlos Ameghino en el Cretáceo superior (Salamanqueano) del Colhué-Huapi *(An. Mus. Nac. Bs. Aires*, t. XIV, 1907, pág. 466).

En los cortes frente a General Roca (6), al norte de Chañar Grande (7) y al lado sudoeste del Neuquen, frente a Cordero (8), aparecen, contituyendo enteramente las capas, varias especies de una *Corbicula* chica (9).

(1) (*14*).

(2) Véase lámina, VII, figuras 47 y 48; lámina IX, figura 55, etc.

(3) Véase lámina V, figuras 24 al 28 y lámina VI, figuras 41 al 44. Dientes de *cocodrilos* fueron hallados en número 3, 7 y 16 del mapa adjunto.

(4) Véase lámina V, figuras 29 y 30.

(5) Véase lámina III, figuras 13 al 16 y lámina IV, figuras 18 y 20.

(6) Véase lámina VIII, figuras 52 y 54 y lámina IX, figuras 56 y 60.

(7) (*14*).

(8) (*14*).

(9) Ameghino (*1*), página 108, menciona: «un petit banc de coquilles appartenant exclusivement au genre *Corbula*, mais a l'etat de moule, la coquille ayant disparu; la moitié inferiure prend un aspect assez ressamblant aux argiles fissilaires» de Mazaredo. No es posible, sin una nueva investigación en la localidad, decir, si se puede relacionar este banco con nuestro horizonte. Windhausen (*17*) no hace mención del mismo. (Véase nº 22 *a* ? del mapa adjunto.)

El fósil más común es un *gasterópodo* chico (1) que, a veces, forma verdaderos bancos de 10-15 centímetros de espesor (2). Varía mucho en su forma.

Von Ihering *(An. Mus. Nac. Bs. Aires,* t. XIV, 1907, pág. 464) describe una *Melania bullia,* proveniente del piso salamanqueano del Río Chico del Chubut, cuya reproducción (lám. XVIII, fig. 127) muestra gran parecido con nuestras formas.

Además, las capas suministraron diferentes especies del género *Viviparus* (3). Una de las mismas procedentes de la barrancas de río Negro, frente a General Roca, fué descrita por Doello-Jurado (4) como *Viviparus Wichmanni* n. sp.

En el mismo afloramiento, como en la barranca de Cinco Saltos (5) y del lago Pellegrini (6) fueron observados numerosos ejemplares de *Hydrobia* y *Planorbis* (7).

Del género *Physa,* caracterizado por su espiral sinistrosa, hallé dos ejemplares grandes (8) en el « Bajo de los Menucos ». Este *gasterópodo* del cual se conocen cerca de veinte especies fósiles aparece por primera vez en el Purbeckiano y alcanza su mayor tamaño en el Cretáceo superior de Francia.

Merecen especial mención los *ostrácodos* que, en varios géneros, se presentan, constituyendo casi exclusivamente espesos bancos. Rigal encontró estos *entomóstracos* en el camino del puesto de Ríos al cerco de la Llaretas (9) (sur de Mendoza), y Gerth en la Cañada de Los Molles.

Llenan las arcillas y margas de la barranca de la gran depresión de la Cuenca Vidal (10) y las capas en el lado sudoeste del río Neuquen frente a Cordero (11).

Algunas formas de estos *crustáceos,* provenientes de las margas abigarradas del perfil en el lado austral del valle del río Negro al sur de General Roca (12) fueron mencionados ya y reproducidos por mí.

(1) Véase la anotación en la explicación de las láminas.

(2) Véase lámina XII, figura 80.

(3) Véase lámina XI, figuras 73, 74. 78 y 79.

(4) (*3*) y (*9* y *14*).

(5) (*14*) página 9.

(6) (*14*) página 8.

(7) Gerth menciona *Planorbis* también de la Cañada de Los Molles.

(8) Véase lámina XI, figura 77.

(9) Véase página 145, de este trabajo.

(10) (*14*) página 8, 9, 19 y lámina VI, figura 1.

(11) (*14*) página 11.

(12) (*9*) páginas 258-262.

También en la región de Trineta, Yaminhué y Comi-Co abundan los bancos con *ostrácodos*.

Se pudieron observar — en lo que se refiere a restos de vegetales — solamente muchas impresiones indeterminables y madera carbonizada en los extratos frente a Contraalmirante Cordero (1) y grandes troncos de árboles silicificados al oeste de Yaminhué (2).

Además, localmente, las fructificaciones de *characeas* componen, mezcladas con arcilla y marga, capas más o menos gruesas, como por ejemplo frente a Contraalmirante Cordero (3) y frente a General Roca (4).

BIBLIOGRAFÍA

1. Ameghino Fl., *Les formations sédimentaires du Crétacé superieur et du Tertiaire de Patagonie,* en *Anales del Museo nacional de Buenos Aires,* tomo XV, 1, 1906.
2. Bonarelli, G. y Nagera, J. J., *Observaciones geológicas en las inmediaciones del lago San Martín.* Dirección general de Minas, Geología e Hidrología. Boletín B., nº 27, 1921.
3. Doello-Jurado, M., *Una especie de « Viviparus » del Cretáceo superior de Río Negro. Physis,* tomo V, páginas 328-330, Buenos Aires, 1922.
4. Gerth, H., *Stratigraphie und Bau der argentinischen Cordillere zwischen Río Grande und Río Diamante. Zeitschr d. D. Geol. Ges.* Bd. 65. Monatsbericht 11. 1913.
5. Groeber, P., *Líneas fundamentales de la geología del Neuquen, sud de Mendoza y regiones adyacentes.* Publicaciones de la Dirección general de Minas, Geología e Hidrología (en prensa).
6. Groeber, P., *Explicaciones de la hoja 31 c del mapa geológico general de la República Argentina,* ibídem (en prensa).
7. Hemmer, A., *Estratigrafía de la región de Comodoro Rivadavia* (manuscrito).
8. Roth, S., *Beitrag zur Gliederung der Sedimentablagerungen in Patagonien und der Pampasregion. Neues Jahrbuch d. M.* BB. XXVI, 1908.
9. Wichmann, R., *Las capas con « Dinosaurios » en la costa sur del Río Negro frente a General Roca. Physis,* tomo II, páginas 258-262, 1916.
10. Wichmann, R., *Edad de las capas petrolíferas de Comodoro Rivadavia. Physis,* tomo IV, nº 17, 1917.
11. Wichmann, R., *Contribución a la geología de la región comprendida entre el Río Negro y el arroyo Valcheta. Anales del M. de Agric.,* Dirección general de Minas, Geología e Hidrología, tomo 13, nº 4, 1919.
12. Wichmann, R., *Estudio geológico de la zona de reserva de la explotación nacional de petróleo de Comodoro Rivadavia.* Dirección general de Minas, Geología e Hidrología. Boletín B., nº 25, 1921.

(1) (*14*) página 11.

(2) Nº 16 del mapa adjunto y página 151 de este trabajo.

(3) (*14*) página 11.

(4) (*9*) y (*11*).

13. WICHMANN, R., *Algunas nuevas observaciones geológicas en la parte oriental del territorio del Neuquen. Physis,* tomo V, páginas 301-303, 1922.

14. WICHMANN, R., *Nuevas observaciones geológicas en la parte oriental del Neuquen y en el territorio del Río Negro.* Publicación nº 2. Dirección general de Minas, Geología e Hidrología, 1924.

15. WICHMANN, R., *Resultados de un viaje de estudios geológicos en los territorios del Río Negro y del Chubut, efectuado durante los meses de enero hasta junio del año 1923.* Publicación de la Dirección general de Minas, Geología e Hidrología. 1927.

16. WINDHAUSEN, R., *Informe sobre un viaje de reconocimiento geológico en la parte nordeste del territorio del Chubut, etc.* Dirección general de Minas, Geología e Hidrología. Boletín nº 24.

17. WINDHAUSEN, A., *Líneas generales de la constitución geológica de la región situada al oeste del golfo de San Jorge. Boletín de la Academia nacional de ciencias en Córdoba,* tomo XXVII, 1924.

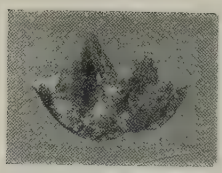
18. ZITTEL K. A., VON, *Grundzüge des Palaeontologie.* München, 1924.

EXPLICACIÓN DE LA LÁMINA I

1, Diente de *Ceratodus*. Al este del arroyo Yaminhué, Río Negro.
2, Diente de *Ceratodus*. Trapal-có, Bajo de los Menucos, Río Negro.
3, Diente de *Ceratodus*. Al este del arroyo Yaminhué, Río Negro.
4, Diente de *Ceratodus*. Arroyo Yaminhué, lote 63, Río Negro.
5, Diente de *Ceratodus*. Arroyo Yaminhué, lote 63, Río Negro.
6, Diente de *Ceratodus*. Bajo de Santa Rosa. Río Negro.

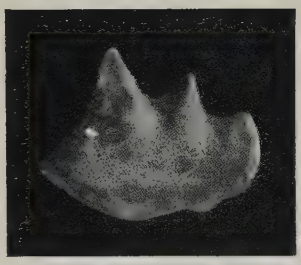
Todos los ejemplares se encuentran en el Museo de la Dirección general de minas, geología e hidrología de la Nación, calle Perú 562-566, Buenos Aires.

1



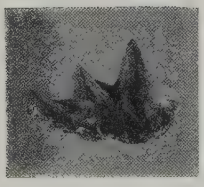
2

3



4

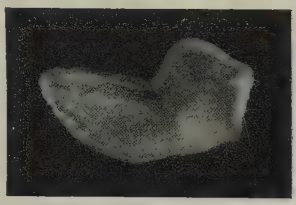
5



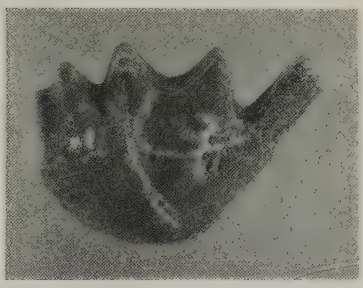
6

EXPLICACIÓN DE LA LÁMINA II

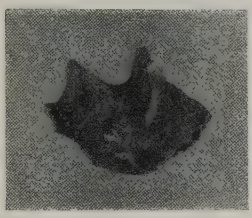
7, Diente de *Ceratodus*. Arroyo Yaminhué, Río Negro.
8, Diente de *Ceratodus*. Bajo de Santa Rosa, Río Negro.
9, Diente de *Ceratodus*. Trapal-có, Bajo de los Menucos, Río Negro.
10, Diente de *Ceratodus*. Bajo de Santa Rosa, Río Negro.
11, Diente de *Ceratodus*. Palau-có, provincia de Mendoza.



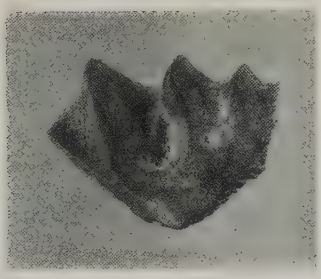
7



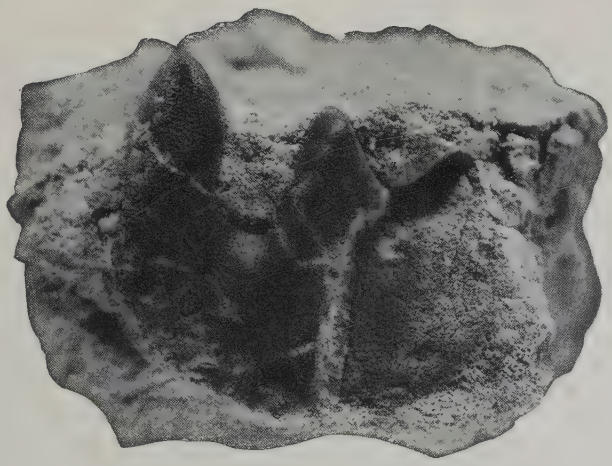
8



9



10



11

EXPLICACIÓN DE LA LÁMINA III

12, Diente de *Ceratodus*. Trapal-có, Bajo de los Menucos, Río Negro.

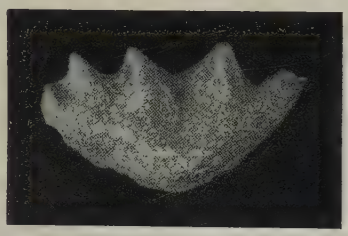
13, *Diplodon colhuapensis* Ih. var. *pehuenchensis* Doello-Jurado, n. var. Bajo Lenza-Niyeu, Río Negro.

14, *Diplodon Bodenbenderi* Doello-Jurado, n. sp. Bajo de Santa Rosa, Río Negro.

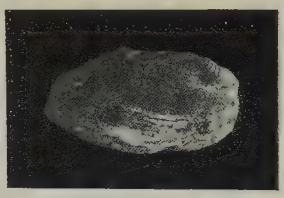
15, *Diplodon Bodenbenderi* Doello-Jurado, n. sp. Bajo de los Menucos, Río Negro.

16, *Diplodon Bodenbenderi* Doello-Jurado, n. sp. Bajo de Santa Rosa, Río Negro.

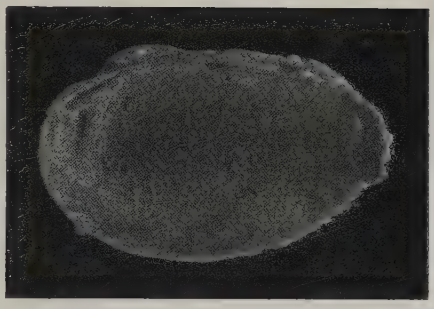
17, Placa de tortuga. Trapal-có, Bajo de los Menucos, Río Negro.



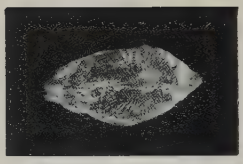
12



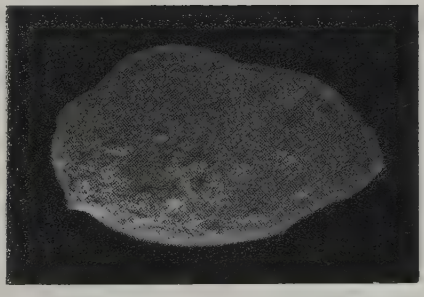
13



14



15



16

17

EXPLICACIÓN DE LA LÁMINA IV

18, *Diplodon Bodenbenderi* Doello-Jurado, n. sp. Bajo de Santa Rosa, Río Negro.

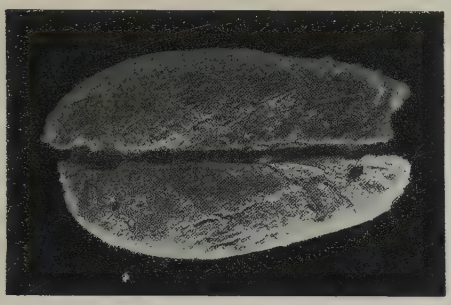
19, Hueso de Tortuga. Trapal-có, Bajo de los Menucos.

20, *Diplodon colhuapensis* Ih. var. *pehuenchensis* Doello-Jurado, n. var. Bajo Lenza-Niyeu, Río Negro.

21, Placa de tortuga. Trapal-có, Bajo de los Menucos, Río Negro.

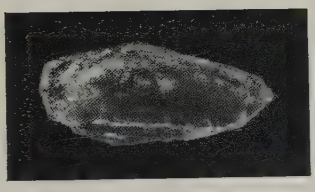
22, Placa de tortuga. Trapal-có, Bajo de los Menucos, Río Negro.

23, Vértebra de pez *(Ceratodus)*. Bajo de Santa Rosa, Río Negro.



18

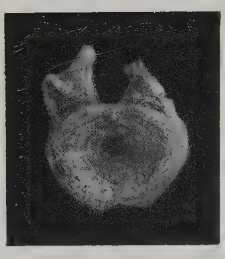
19



20

21

22



23

EXPLICACIÓN DE LA LÁMINA V

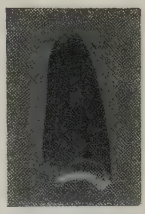
24, Diente de cocodrilo. Arroyo Yaminhué, Río Negro.
25, Diente de cocodrilo. Arroyo Yaminhué, Río Negro.
26, Diente de cocodrilo. Arroyo Yaminhué, Río Negro.
27, Diente de cocodrilo. Arroyo Yaminhué, Río Negro (lote 63).
28, Diente de cocodrilo. Arroyo Yaminhué, Río Negro (lote 63).
29, Coprolito. Trapal-có, Bajo de los Menucos, Río Negro.
30, Coprolito. Trapal-có, Bajo de los Menucos, Río Negro.
31, Vértebra de pez *(Ceratodus)*. Arroyo Yaminhué, Río Negro.
32, Vértebra de pez *(Ceratodus)*. Arroyo Yaminhué, Río Negro.
33, Vértebra de pez *(Ceratodus)*. Arroyo Yaminhué, Río Negro.
34, Vértebra de pez *(Ceratodus)*. Arroyo Yaminhué, Río Negro.
35, Vértebra de pez *(Ceratodus)*. Trapal-có, Bajo de los Menucos, Río Negro.

24

25

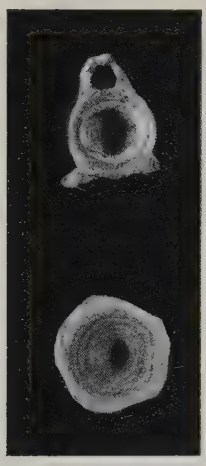
26

27

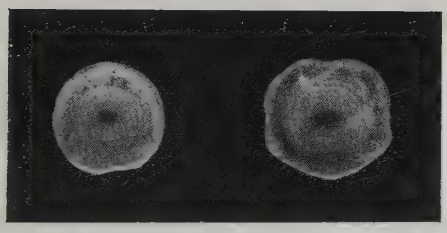


28

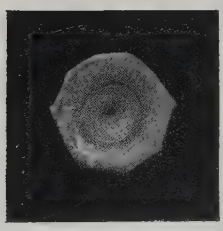
29 30



31 32



33 34



35

EXPLICACIÓN DE LA LÁMIŃA VI

36, Escama de *Ceratodus* sp. Bajo de Santa Rosa, Río Negro.

37, Escama de *Ceratodus* sp. Bajo de Santa Rosa, Río Negro.

38, Vértebra de pez *(Ceratodus)*. Bajo de Santa Rosa, Río Negro.

39, Vértebra de pez *(Ceratodus)*. Bajo de Santa Rosa, Río Negro.

40, Vértebra de pez *(Ceratodus)*. Bajo de Santa Rosa, Río Negro.

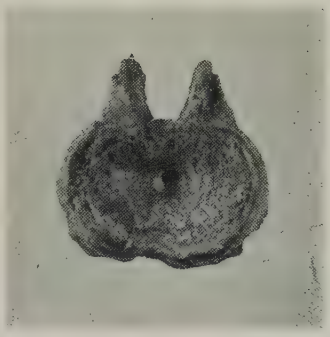
41, Diente de cocodrilo. Barranca nordeste del Río Neuquén, cerca de la Cuenca Vidal, Río Negro.

42, Diente de cocodrilo. Barranca nordeste del Río Néuquen, cerca de la Cuenca Vidal, Río Negro.

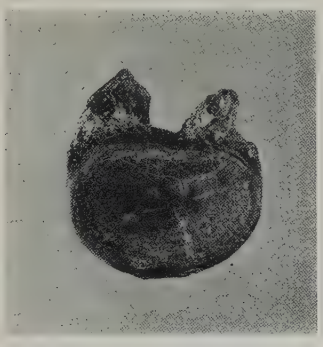
43, Diente de cocodrilo. Barranca nordeste del Río Neuquén, cerca de la Cuenca Vidal, Río Negro.

44, Diente de cocodrilo. Barranca nordeste del Río Neuquén, cerca de la Cuenca Vidal, Río Negro.

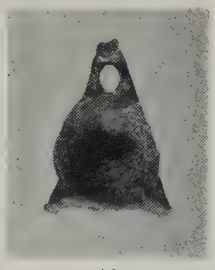
36 37



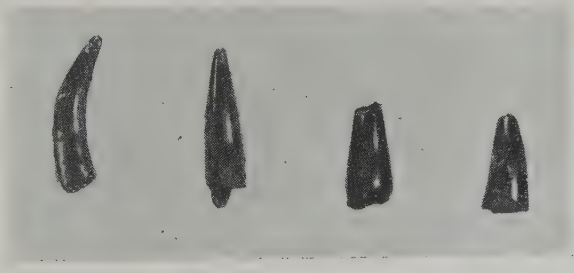
38



39



40



41 42 43 44

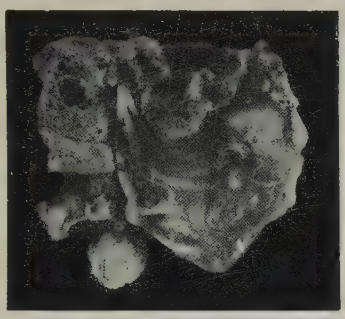
EXPLICACIÓN DE LA LÁMINA VII

45, *Aporrhais* sp. Arroyo Salado, al sur de San Antonio, cerca de la costa atlántica, Rocaneano.

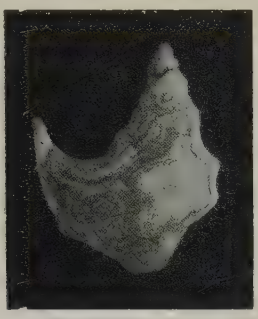
46, *Aporrhais* sp. Arroyo Salado, al sur de San Antonio, cerca de la costa atlántica, Rocaneano.

47, Hueso de tortuga. Trapal-có, Bajo de los Menucos, Río Negro.

48, Hueso de tortuga. Trapal-có, Bajo de los Menucos, Río Negro.



45



46

47

48

EXPLICACIÓN DE LA LÁMINA VIII

49, *Trigonia* sp. Arroyo Salado, al sur de San Antonio, cerca de la costa atlántica, Río Negro, Rocaneano.

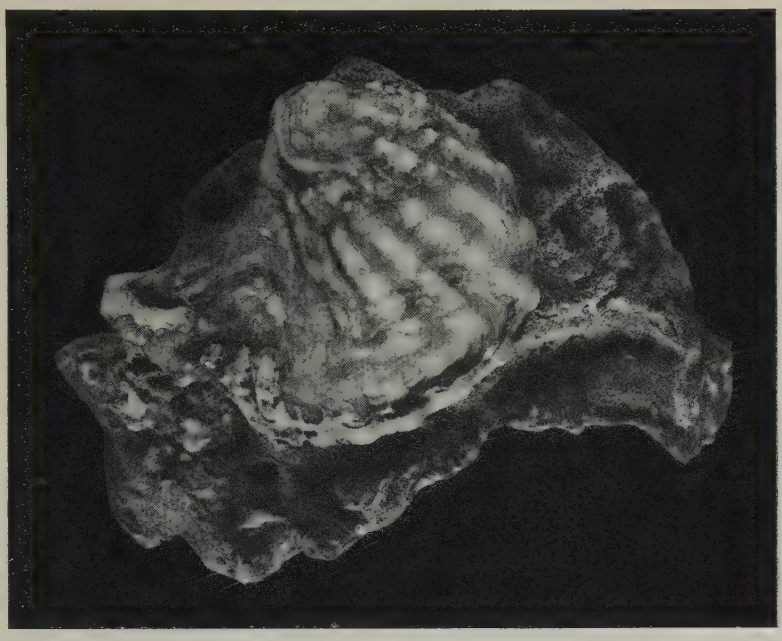
50, *Aporrhais* sp. Arroyo Salado, al sur de San Antonio, cerca de la costa atlántica, Río Negro, Rocaneano.

51, *Aporrhais* sp. Arroyo Salado, al sur de San Antonio, cerca de la costa atlántica, Río Negro, Rocaneano.

52, *Corbicula dinosauriorum* Doello-Jurado, n. sp. Barranca en la costa sur del Río Negro, frente a General Roca.

53, *Corbicula pehuenchensis* Doello-Jurado, n. sp. Barranca en la costa sur del Río Negro, frente a General Roca.

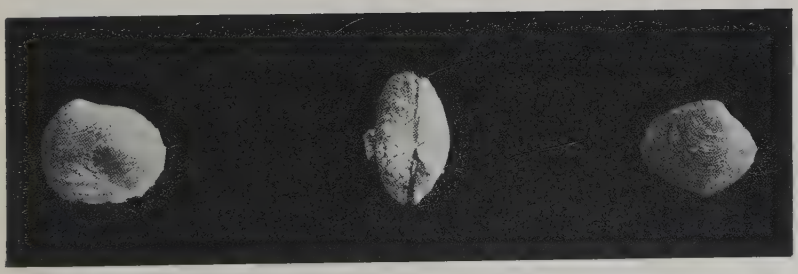
54, *Corbicula pehuenchensis* Doello-Jurado, n. sp. Barranca en la costa sur del Río Negro, frente a General Roca.



49

50

51



52 53 54

EXPLICACIÓN DE LA LÁMINA IX

55, Placa de tortuga. Trapal-có, Bajo de los Menucos, Río Negro.

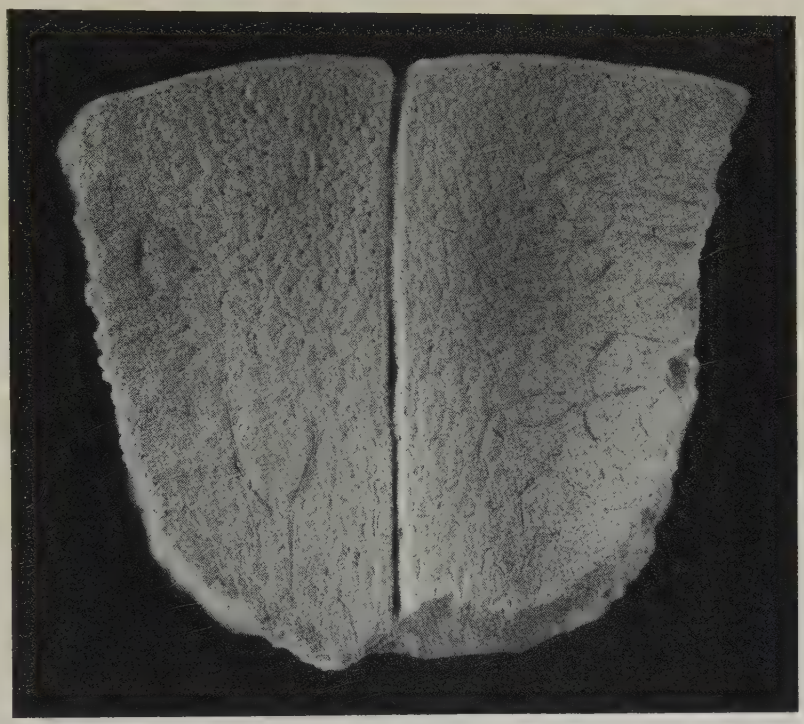
56, *Corbicula dinosauriorum* Doello-Jurado, n. sp. Barranca en la costa sur del Río Negro, frente a General Roca.

57, *Corbicula pehuenchensis* Doello-Jurado, n. sp. Barranca en la costa sur del Río Negro, frente a General Roca.

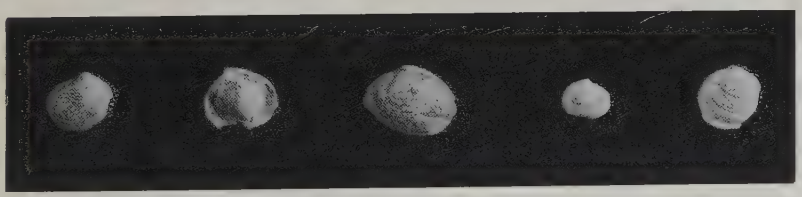
58, *Corbicula pehuenchensis* Doello-Jurado, n. sp. Barranca en la costa sur del Río Negro, frente a General Roca.

59, *Corbicula dinosauriorum* Doello-Jurado, n. sp. Barranca en la costa sur del Río Negro, frente a General Roca.

60, *Corbicula dinosauriorum* Doello-Jurado, n. sp. Barranca en la costa sur del Río Negro, frente a General Roca.



55



56 57 58 59 60

EXPLICACIÓN DE LA LÁMINA X

61, *Melania ameghiniana* Doello-Jurado, n. sp. Bajo de Santa Rosa, Río Negro.

62, *Melania ameghiniana* Doello-Jurado, n. sp. Bajo de Santa Rosa, Río Negro.

63, *Melania ameghiniana* Doello-Jurado, n. sp. Trapal-có, Bajo de los Menucos, Río Negro.

64, *Melania ameghiniana* Doello-Jurado, n. sp. Bajo de Santa Rosa, Río Negro.

65, *Melania ameghiniana* Doello-Jurado, n. sp. Trapal-có, Bajo de los Menucos, Río Negro.

66, *Melania ameghiniana* Doello-Jurado, n. sp. Trapal-có, Bajo de los Menucos, Río Negro.

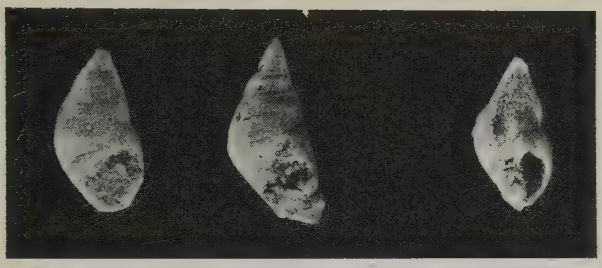
67, *Melania ameghiniana* Doello-Jurado, n. sp. Trapal-có, Bajo de los Menucos, Río Negro.

68, *Melania ameghiniana* Doello-Jurado, n. sp. Bajo de Santa Rosa, Río Negro.

69, *Melania ameghiniana* Doello-Jurado, n. sp. Trapal-có, Bajo de los Menucos, Río Negro.

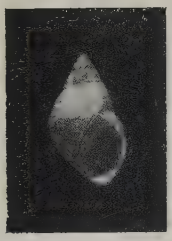
70, *Melania ameghiniana* Doello-Jurado, n. sp. Trapal-có. Bajo de los Menucos, Río Negro.

71, *Melania ameghiniana* Doello-Jurado, n. sp. Trapal-có, Bajo de los Menucos, Río Negro.



61 62 63

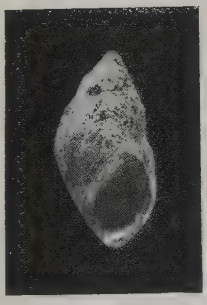
64



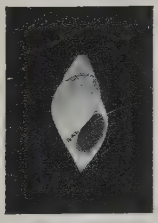
65

66

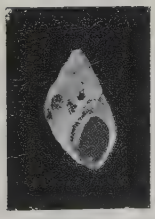
67



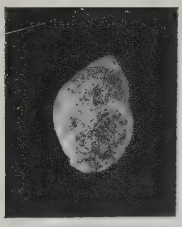
68



69



70



71

EXPLICACIÓN DE LA LÁMINA XI

72, *Viviparus Wichmanni* Doello-Jurado, Bajo Lenza-Niyeu, Río Negro.

73, *Viviparus Wichmanni* Doello-Jurado, Bajo Lenza-Niyeu, Río Negro.

74, *Melania ameghiniana* D. J., Trapal-có, Bajo de los Menucos, Río Negro.

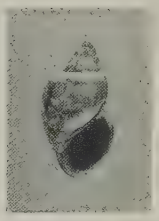
75, *Melania macrochilinoides* Doello-Jurado, n. sp. Puente del Río Grande, provincia de Mendoza.

76, *Physa Doeringi* Doello-Jurado, n. sp. Trapal-có, Bajo de los Menucos, Río Negro.

77, *Melania pehuenchensis* Doello-Jurado, n. sp. Calmu-có, provincia de Mendoza.

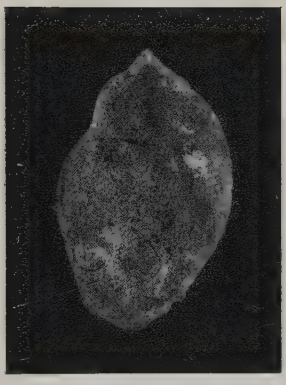
78, *Viviparus Wichmanni* D. J. (?) Puente del Río Grande, provincia de Mendoza.

72 73



74

75



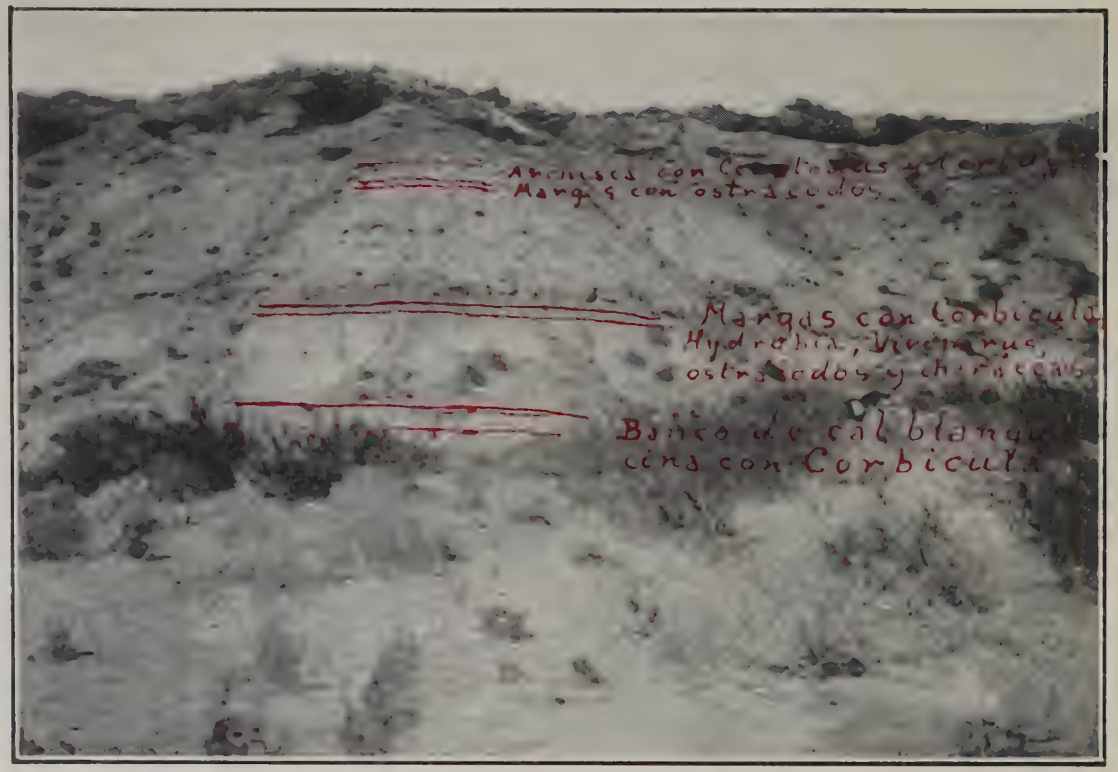
76

77

78

EXPLICACIÓN DE LA LÁMINA XII

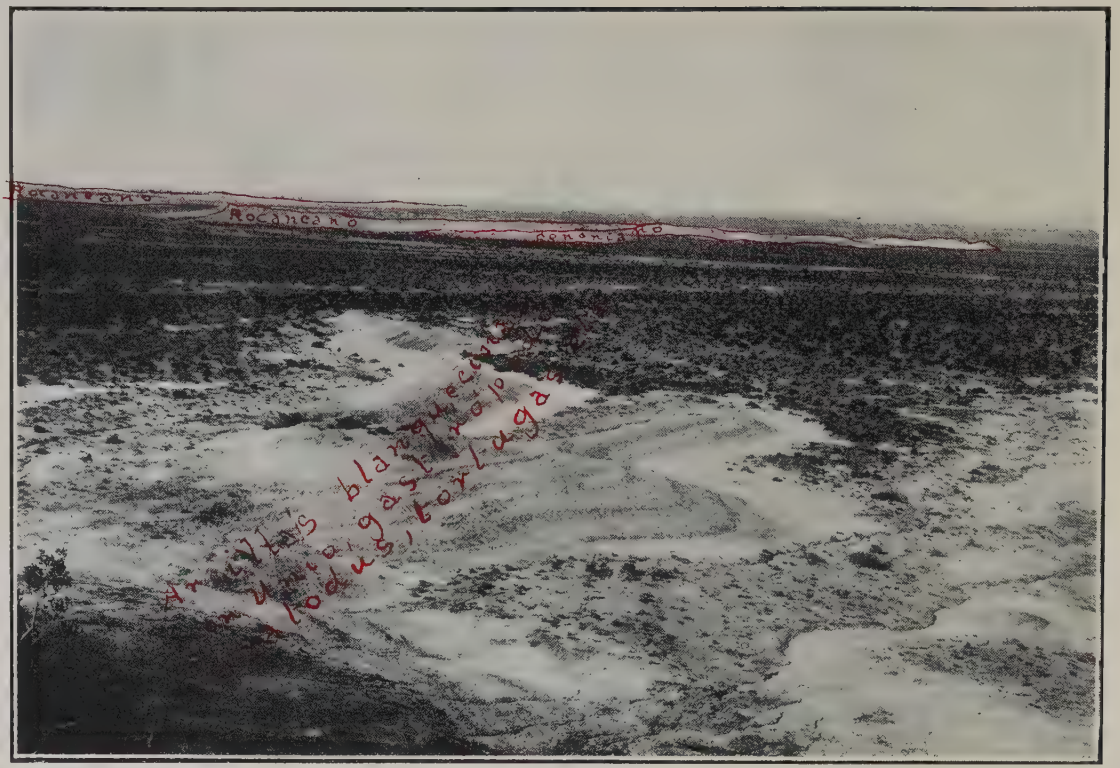
79, Conglomerado silicificado de gasterópodos *(Melania ameghiniana)*. Bajo de los Menucos, Río Negro.



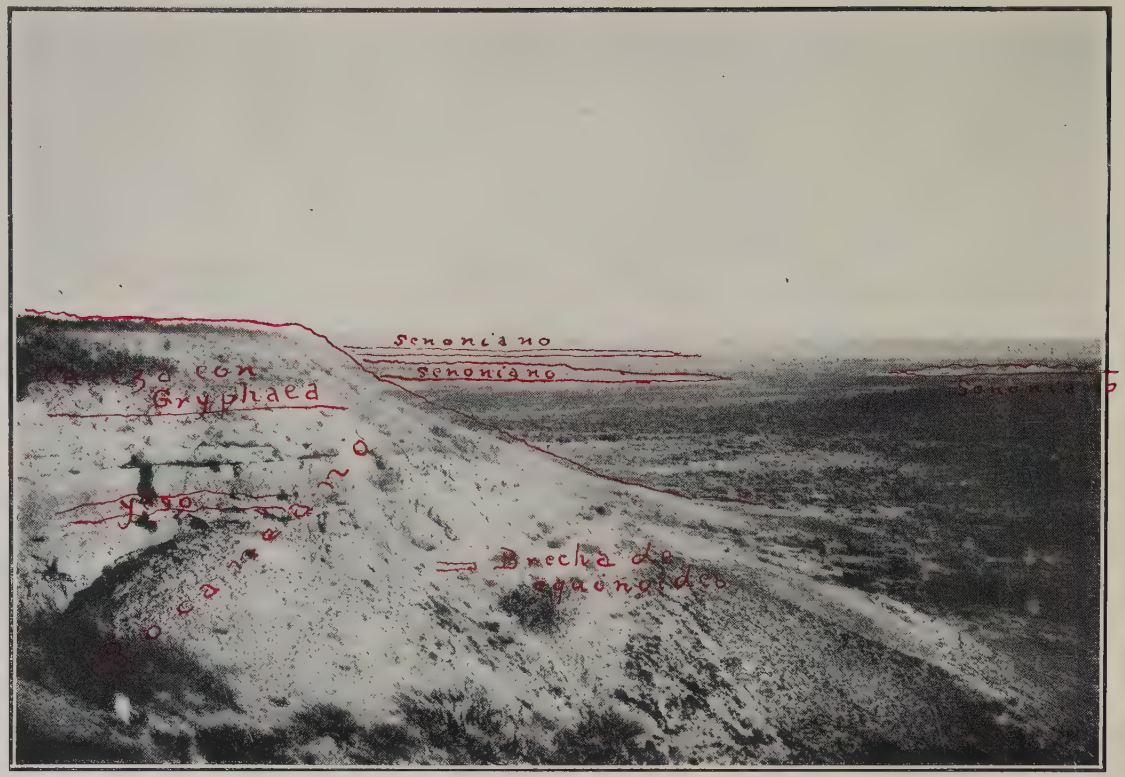
Barranca frente a General Roca

Arroyo Yaminhué, lote 63

Bajo de Santa Rosa al sudoeste del puesto de Mansilla



Parte nordeste del bajo de Santa Rosa



Bajo de Santa Rosa

Barranca de Cabeza de potro

Bajo al nordeste de Nahuel-Niyén

Barranca del valle del río Chalia, cerca de Piedra clavada

NOTICIA PRELIMINAR

SOBRE

LOS MOLUSCOS FÓSILES DE AGUA DULCE

MENCIONADOS EN EL PRECEDENTE ESTUDIO DE R. WICHMANN
«SOBRE LA FACIES LACUSTRE SENONIANA DE LOS ESTRATOS CON DINOSAURIOS Y SU FAUNA»

Por M. DOELLO-JURADO

El autor del precedente estudio geológico, al entregar a la imprenta los originales de sus láminas, me confió el estudio de los moluscos fósiles hallados por él en las capas lacustres neocretácicas del norte de Patagonia, y varios de los cuales ya aparecían fotografiados en aquellas láminas. Conocía yo desde años atrás algunas de las especies descubiertas por Wichmann, y hasta había publicado una de ellas (1); pero las otras me eran desconocidas. He debido hacer un estudio detenido de ellas, pues aunque las *especies* son, en general, afines de aquellas vivientes — dada la persistencia de los *géneros* de Moluscos, — era necesario definir la posición y relaciones de aquellas formas extinguidas.

Por la circunstancia señalada, me he visto obligado a realizar este pequeño trabajo en tiempo muy breve, a fin de no demorar la impresión del presente volumen: por esto doy sólo breves descripciones de las nuevas especies. Ha habido también que utilizar las figuras ya hechas, algunas deficientemente, por la inadecuada orientación de los ejemplares al tomar las fotografías o por otras causas, no siendo tampoco feliz, a menudo, la selección de los especímenes figurados. Como quiera que sea, la presente noticia es suficiente para caracterizar debidamente aquella interesante fauna fósil, a la espera de que, con más tiempo y con nuevos materiales más completos, se pueda hacer una monografía. Los estratos que han proporcionado estas formas nuevas y de la mayor importancia para la geología y la paleontología de la Patagonia, merecen que

(1) M. Doello-Jurado, *Una especie de «Viviparus» del Cretáceo superior de Río Negro,* en *Physis,* Revista de la Sociedad Argentina de Ciencias Naturales, tomo V, páginas 328-330, Buenos Aires, 1922.

se efectúe en ellos una recolección prolija y metódica. Quedan aún por describir los restos de los peces y reptiles figurados en el estudio de Wichmann. De los primeros, cabe recordar, al ver los hermosos ejemplares de dientes de *Ceratodus,* que Florentino Ameghino había descrito ya uno de ellos con el nombre de *Ceratodus Iheringi.*

La descripción geológica de dichos terrenos está ampliamente hecha en la precedente memoria. Haré notar que he empleado el calificativo *pehuenchensis* al describir algunas de estas especies, para recordar que los estratos correspondientes son los del piso « Pehuenche » de Doering (1) y Ameghino (2), que no parece inconveniente conservar. Es cierto que Doering, al fundar aquel piso geológico, lo refirió al Eoceno (aún no se habían hallado allí los Dinosaurios), y que Ameghino más tarde, lo lleva, en cambio, hasta el Cenomaniano. Por los estudios posteriores de Wichmann y de otros de sus competentes colegas de la Dirección general de Minas, Geología e Hidrología, hay ahora razones para creer que es Senoniano; pero, a mi juicio, esto no implica que se deje de usar aquella designación estratigráfica, como más precisa y de valor regional, mientras que la otra es, como se sabe, de aplicación universal : es decir, que, en la Argentina, el Senoniano continental estaría representado, parcialmente, por el piso (o formación) *Pehuenche* o *Pehuenchense.*

Quiero agregar que siento gran satisfacción en contribuir, aunque tan modestamente, al homenaje que los geólogos del país rinden al doctor Guillermo Bodenbender en ocasión de su jubileo, lamentando que múltiples y apremiantes ocupaciones en la dirección del Museo de Historia Natural, me hayan impedido hacerlo en forma más digna del inves-

(1) Adolfo Doering, *Informe oficial de la Comisión Científica agregada al Estado Mayor General de la Expedición al Río Negro (Patagonia), Geología,* 1882.

La forma en que Doering define, en la página 442 de esta obra, su « Piso Pehuenche », es evidentemente inadmisible en la actualidad; pero dejando de lado su generalización hasta la « formación lignítica » de Punta Arenas, etc., y los datos paleontológicos erróneos o hipotéticos que allí consigna y ateniéndonos puramente a los detalles estratigráficos someros que expone en las páginas 448-454 con respecto a Fresno-Menoco (hoy General Roca) y regiones vecinas visitadas por él mismo o por otros miembros de la expedición al Río Negro, no cabría dudar de que aquella referencia está bien fundada. Mucho es lo que hoy se puede agregar o corregir a las conclusiones demasiado deductivas de Doering, que ya Ameghino había aclarado y concretado ventajosamente y por eso es que me refiero a estos dos autores conjuntamente. Es interesante advertir que en la página 450, Doering menciona el hallazgo de « un fragmento de un hueso gigantesco » en aquella formación. Es casi seguro que se trata de los Dinosaurios hallados por el capitán Jorge Rhode, que Ameghino dió a conocer como tales poco tiempo después.

(2) F. Ameghino, *Les formations sedimentaires du Crétacé supérieur et du Tertiaire de Patagonie,* en *Anales del Museo Nacional de Historia Natural,* tomo XV (serie 3ª, t. VIII), Buenos Aires, 1906.

tigador a quien tanto debe la geología argentina, y de nuestra vieja Academia de Ciencias de Córdoba, a cuya Comisión directiva he tenido el honor de ser incorporado. Ella da a este homenaje la forma más adecuada con la publicación del presente y valioso volumen de memorias geológicas.

DESCRIPCIÓN DE LAS ESPECIES

De los diversos ejemplares de *Corbicula* que he examinado, la mayor parte se hallan en deficiente estado de conservación, y presentan bastante variabilidad; pero no pueden discernirse bien sino dos especies, que más abajo se caraterizan brevemente. Como había dicho en 1922, no hay duda, por los caracteres de la charnela, en cuanto al género de estos bivalvos; pero como no se puede ver la impresión de la línea paleal, no es posible determinar con certeza si pertenecen al subgénero *Cyanocyclas* Fér., al cual corresponden las diversas especies vivientes de Sud América. Los ejemplares que ahora describo son los mismos a que entonces me refería, pues no se ha agregado material nuevo en mejor estado de conservación.

Corbicula dinosauriorum, n. sp.

(Lám. VIII, fig. 52; lám. IX, figs. 56, 59, 60) (1)

Especie característica, en su completo desarrollo (fig. 52), por el contorno casi semicircular del borde anterior, sus umbones opistogiros y su gran altura en relación a su longitud. La costulación es muy fuerte y espaciada (detalle que las figuras no muestran bien). El ejemplar mayor tiene 20 milímetros de longitud, 17 milímetros de altura y aproximadamente 9,5 milímetros de latitud. Las figuras están reducidas a 4/5, más o menos, del tamaño natural, lo mismo que en la siguiente especie.

Corbicula pehuenchensis, n. sp.

(Lám. VIII, figs. 53, 54; lámina IX, figs. 57, 58)

Se distingue bien por su contorno elíptico, su altura proporcionalmente menor, sus umbones prosogiros y su costulación más fina y apretada. Los ejemplares que considero típicos (figs. 54 y 58) tienen en su desarrollo máximo las siguientes dimensiones: $18 \times 15 \times 10$ milímetros. La figura 57 representa una valva derecha con la región cardinal bastante bien conservada: es por ella que se puede definir la posición

(1) Véase estas láminas en el precedente artículo del doctor Wichmann.

genérica de estos Pelecípodos. Es dudoso si el ejemplar representado en la figura 53 pertenece también a esta especie, pues está fracturado en su borde inferior. No sería improbable que representase una tercera especie de *Corbicula*; pero por ahora me abstengo de considerarla como tal. Todos los ejemplares de estas Corbículas proceden de frente a General Roca, Río Negro.

Entre los materiales recogidos por Wichmann se encuentran varios Uniónidos, que deben referirse a dos especies bien caracterizadas del actual género *Diplodon*. Es interesante dejar constancia de que por primera vez queda bien demostrada la presencia de este género en el Cretáceo superior, pues los ejemplares descritos (1) como *Diplodon*, no estaban representados sino por moldes internos o por valvas incompletas y unidas por relleno interior, que en ningún caso permitían ver la charnela. Su referencia al género citado era, pues, una suposición de mi ilustre maestro y amigo el doctor H. von Ihering, basada lógicamente en su conformación general y particularidades de los umbones. Dicha suposición resulta ahora confirmada.

Diplodon colhuapensis Ih., var. **pehuenchensis**, n. var.

(Lám. III, fig. 13 y lám. IV, fig. 20)

Considero a los ejemplares de Lenza Niyeu, recogidos por Wichmann, como una variedad o subespecie de *Diplodon colhuapensis* Ihering, procedente del Cretáceo superior de Colhue-Huapi y del río Sehuen, con cuyos ejemplares tipos he podido compararla, pues, como se sabe, las colecciones que sirvieron al doctor von Ihering para su importante obra paleontológica, pertenecen actualmente al Museo de Historia Natural de Buenos Aires. Se asemeja, en efecto, por la conformación, pero es de menor tamaño, con estrías de crecimiento mucho menos pronunciadas, con el área posterosuperior delimitada inferiormente por una línea angulosa, saliente, muy marcada en los ejemplares bien conservados y por su borde inferior más convexo, menos rectilíneo. Por otra parte, la comparación no puede extremarse, desde que, como he dicho más arriba, es imposible discernir los caracteres cardinales de la especie de Colhue-Huapi y, por lo tanto, habría motivo suficiente para considerar a ambas especies como distintas; pero las anteriores consideraciones morfológicas, unidas a las estratigráficas, hacen verosímil que se trate de dos formas realmente muy afines. Uno de los ejemplares de Lenza Niyeu (cuya

(1) Véase H. von Ihering, *Mollusques fossiles du Tertiaire et du Crétacé supérieur de l'Argentine*, pág. 466, en *Anales del Museo Nacional de Historia Natural*, tomo XIV (ser. 3ª, t. VII), Buenos Aires, 1927.

valva derecha, incompleta, está figurada en la lám. IV, fig. 20) muestra bien la charnela: comparada con la generalidad de los *Diplodon* actuales (de los que el Museo de Buenos Aires posee ricas colecciones), es digno de notarse el mayor desarrollo del diente lateral inferior, que forma una pequeña cresta sensiblemente paralela a la del diente superior. En el ejemplar pequeño, con ambas valvas (lám. III, fig. 13), las cóstulas radiales de los umbones son numerosas y bien marcadas. Un ejemplar de desarrollo normal mide 39,5 × 23 × 13,5 milímetros; pero otro ejemplar incompleto demuestra que la especie puede llegar a 46 milímetros de longitud.

Diplodon Bodenbenderi, n. sp.

(Lám. III, figs. 14, 15, 16; lám. IV, fig. 18)

Una buena serie de ejemplares, chicos y grandes, todos silicificados y algunos bastante bien conservados, permiten caracterizar satisfactoriamente esta linda especie, que me complazco en dedicar al profesor Bodenbender. Es, a diferencia de la variedad *pehuenchensis*, una especie muy inflada, con umbones prominentes y borde ventral muy convexo; falta el rudimentario diente lateral inferior de la región post-umbonal, y el anterior e inferior es de una forma lamelar, alargada, muy distinta de aquella variedad. Los dimensiones tomadas de una valva derecha casi perfecta (lám. III, fig. 14), son: 47 × 29 × 12,5 (× 2), es decir que el diámetro transverso es aproximadamente 25 milímetros. El ejemplar mayor, incompleto (lám. IV, fig. 18), debe haber alcanzado hasta 55 milímetros de longitud, aproximadamente. El ejemplar más pequeño, y ya bien caracterizado (lám. III, fig. 15), procede de la Aguada de Trapalcó; todos los otros, del Bajo de Santa Rosa.

Physa Doeringi, n. sp.

(Lám. XI, fig. 76)

Entre los ejemplares de *Diplodon Bodenbenderi* de la Aguada de Trapalcó y del Bajo de Santa Rosa y en idéntico estado de conservación (silicificados), se hallan dos ejemplares de un gastrópodo de agua dulce del género *Physa*. Aunque les falta una parte del último anfracto, se puede distinguir bien la especie fósil por sus grandes dimensiones, por su forma general globulosa, por la espira levantada con los anfractos muy convexos, y por el desarrollo de la abertura en amplitud. Ésta es bastante mayor de lo que muestra la figura, que representa un ejemplar fracturado. La altura del ejemplar del Bajo de Santa Rosa (en su estado actual, en que falta una pequeña porción del extremo inferior), es de

35 milímetros; su diámetro menor, 23 milímetros; su diámetro mayor, aproximadamente 27 milímetros. La extremidad del ápice falta, pero se puede contar aproximadamente cinco anfractos. El ejemplar de Trapalcó (fig. 76), que carece del borde externo del peristoma, tiene 38 milímetros de altura; 19 milímetros en su diámetro menor (habiendo en este sentido, un poco de deformación por presión) y 23,5 milímetros en su diámetro mayor, tal como está. El ápice, mejor conservado, permite contar casi seis anfractos.

Además de los dos grandes ejemplares anteriores, hay unos pocos, recogidos también por Wichmann «al oeste del Nahuel-Niyeu, lote 66». Son pequeños y en general muy deformados; pero alguno conserva bien la espira y casi toda la abertura. Los considero como individuos jóvenes de la misma especie. Uno de ellos, de 16 milímetros de altura, muestra el borde columelar del peristoma ampliamente reflejo y dejando debajo una leve ranura, de modo que la especie debe ser considerada como subumbilicada. Por estos caracteres, así como por sus anfractos convexos, es bien distinta de las especies de *Physa (Aplecta),* vivientes en Sud América.

Me he permitido recordar, al denominar esta especie, el nombre del finado doctor Adolfo Doering, no sólo uno de los *pionners* de la geología de aquella región de Patagonia, sino uno de los primeros y más destacados cultores de la malacofauna terrestre y fluviátil de nuestro país.

Viviparus Wichmanni Doello-Jurado 1922

Physis, t. V, pág. 329, figs. 1, 2, 3 (lám. XI, figs. 73, 74)

Los ejemplares sobre los que fundé esta especie y que procedían del yacimiento de frente a General Roca, eran más pequeños, a causa, verosímilmente, de su incompleto desarrollo. Además estaban mal conservados, como lo hacían ver las figuras entonces publicadas. Los ejemplares mucho más numerosos y mejor conservados que ahora menciona Wichmann, proceden del Bajo de Lenza Niyeu. A pesar de su aparente diferencia y de la variabilidad que entre ellos mismos presentan, deben todos ser referidos a una misma especie. Los ejemplares aquí figurados, aunque no son los mejor conservados, dan una idea satisfactoria de su configuración y proporciones. Miden de 26 a 28 milímetros de altura; pero otros ejemplares en que falta el ápice, demuestran que, en su desarrollo máximo, la especie alcanzaba hasta 40 milímetros de altura por 26 milímetros en su diámetro mayor.

Una diferencia digna de mención es la sinuosidad de las estrías de crecimiento que en sus últimos anfractos muestran los ejemplares de Lenza Niyeu y que no se observa en los de General Roca. Dado lo

dicho más arriba sobre los caracteres de estos últimos ejemplares, no se puede insistir sobre el valor de esta diferencia, hasta tanto no se disponga de mejores ejemplares del yacimiento primitivo. De todos modos, el carácter mencionado en los ejemplares de Lenza Niyeu es interesante dentro de las Paludinas en general, y seguramente ha de dar buena base para posteriores comparaciones con especies fósiles congéneres de otros continentes.

Melania ameghiniana, n. sp.

(Lám. X, figs. 61-71 ; lám. XI, fig. 74)

Los numerosos ejemplares de gastrópodos hallados por Wichmann en Aguada de Trapalcó y en Cabeza de Potro (Bajo de los Menucos), ofrecen bastante dificultad para su determinación genérica. Los considero, después de haber repasado todas las familias con los que pueden tener afinidades, — ante todo morfológicas y después estratigráficas, — como representantes de los *Melaniacea* y los coloco, aunque más bien provisoriamente, en *Melania (lato sensu)*, tanto por lo que se infiere de sus caracteres, como por el hecho de ser, según las constancias geológicas, habitantes de los mismos depósitos lacustres o salobres (en todo caso, no marinos), en que se hallan las especies anteriormente descritas y que pertenecen a géneros *(Corbicula, Diplodon, Viviparus, Physa)*, francamente de agua dulce.

Hay ejemplares bastante bien conservados, que dejan ver libremente la abertura en casi todo su contorno, aunque el borde externo del peristoma esté casi siempre más o menos fracturado. Son gastrópodos de forma oblongo-cónica, lisos, que superficialmente podrían confundirse (sobre todo cuando la abertura está obstruída, como en la fig. 62) con un *Bulimulus* de los numerosos vivientes en nuestro territorio. El contorno del peristoma ofrece, sin embargo, caracteres que, aunque poco aparentes, son del mayor valor taxonómico. La columela es excavada, a veces profundamente, y la lámina interna del peristoma forma en élla una fuerte callosidad ; el borde inferior (o anterior) muestra claramente una depresión en leve canaleta, que no llega a ser una escotadura, y que se desvía ligeramente hacia el eje columelar, mientras que a la vez se tuerce acentuadamente hacia adelante junto con el extremo inferior de la columela, y está limitado por un engrosamiento en forma de burlete.

La espira es relativamente corta, regularmente cónica, con anfractos poco convexos, en número de 4 ó 4 $^1/_2$, pero falta el extremo ápice, de modo que los anfractos en total deben haber sido 5 $^1/_2$. No muestran ninguna clase de escultura ; sólo uno de los ejemplares pequeños exhibe apenas, en la base, los vestigios de una línea o banda espiral relativamente gruesa y levemente impresa. La sutura del último, y en parte del

penúltimo, anfractos, ostenta una faja deprimida, que en los ejemplares mayores se traduce en una ligera angulosidad del tercio superior de dichos anfractos. El labro, fracturado en casi todos los ejemplares, deja ver, sin embargo, por sus estrías de crecimiento, una sinuosidad bien marcada, cuya parte más cóncava se halla hacia el tercio superior, y no presenta en los ejemplares mejor conservados, ni engrosamiento ni crenulaciones internas.

Estas particularidades, a la vez que el relativo grosor de las paredes, demuestran afinidades con los Melaniáceos, a la vez que le imprimen caracteres propios.

Dentro de los *Melaniidae,* esta forma muestra semejanza con *Coptostylus,* del Eoceno de Europa, del cual tengo a la vista algunos ejemplares: pero se distingue en seguida porque el género enropeo tiene en sus primeros anfractos una definida escultura axial y espiral. Se podría creer, por el aspecto y configuración, en una *Melanopsis*, si no faltara, como he dicho, una verdadera escotadura y la característica «fasciola basal». En cambio, se puede pensar en sus afinidades con la familia *Pseudomelaniidae* y en particular con *Oonia* o *Mesospira* (géneros del Jurásico y del Cretáceo inferior), por un lado, y en *Bayania* (del Senoniano superior y del Terciario), por otro lado. Es conveniente recordar que, como lo reconoce Cossmann, las afinidades de ciertos géneros de *Pseudomelaniidae* y de *Melaniidae* son evidentes, y algunos se colocan en la primera familia más bien por proceder de estratos marinos. No sería inverosímil, pues, que las formas de Patagonia representasen un género de transición del medio marino al de aguas dulces o salobres. Como quiera que sea, sus relaciones filogenéticas serían sumamente interesantes, sobre todo por mostrar las semejanzas apuntadas con géneros de estratos mesozoicos mucho más antiguos que el Senoniano.

Cualquiera que sea el género en que esta especie haya de ser colocada definitivamente, o si representa un grupo genérico nuevo, es lo más probable que sea un *género extinguido,* como lo son aquellos con los que he señalado sus semejanzas. En todo caso, se puede afirmar que, como *especies*, ésta y las que más abajo doy a conocer, son formas hasta ahora nuevas y sin semejantes en la fauna actual, de modo que era conveniente publicarlas como tales.

Esta especie es bastante variable y por eso considero como representantes de una misma forma todos los ejemplares de las figuras 61-71 y 74, a pesar de sus diferencias individuales. Los representantes más típicos serían las formas de espira cónica y relativamente corta, — más o menos igual a la altura de la abertura, — tales como los de las figuras 65, 66, 69, 70 y 74. En otros ejemplares, la espira se hace más alta y aguda (fig. 62) o bien, por el contrario, mucho más corta, tomando el individuo una forma subglobosa (fig. 71). Un ejemplar bien conservado y

más bien chico, al cual falta sólo el extremo ápice (fig. 65), tiene las siguientes dimensiones : altura total, 18,5 milímetros; abertura, 9,5 × 5 milímetros; diámetro mayor, 11 milímetros; diámetro menor, 10 milímetros. La altura total de los ejemplares mayores llega hasta 25 milímetros.

Ihering había descrito ya (1) una especie con el nombre de *Melania bullia,* hallada en los estratos marinos del Salamanquense del río Chico del Chubut. La referencia de esta forma al género *Melania* (sugerida al autor por el doctor W. H. Dall), debe ser considerada también como provisoria. En cualquier caso, sus afinidades con *Melania ameghiniana* son bastante remotas, como lo muestra el ejemplar (único), que tengo a la vista : éste carece de callosidad columelar, y teniendo roto el extremo inferior, no permite establecer comparación en los caracteres más fundamentales. La semejanza que Wichmann (en su anterior memoria, *Facies lacustre*, etc., página 403), cree encontrar, son más aparentes que reales, y fundadas sólo en la figura dada por Ihering. La *Melania bullia* es, pues, otra especie cuya posición genérica queda por definir, pero para esto se necesitarían más ejemplares y en mejor estado.

Melania pehuenchensis, n. sp.

(Lám. XI, fig. 77)

Aparte de los anteriores ejemplares, aparece figurado uno del arroyo Calmu-có (sur de Mendoza). Este ejemplar tiene una porción de la arenisca dura envolvente que no deja ver el interior de la abertura, pero lo que está visible es suficiente para demostrar sus afinidades con la especie anterior. Felizmente, dispongo de otros ejemplares más útiles que hace años me obsequió el doctor Franco Pastore, y que a mi vez doné al Museo de Buenos Aires. Habían sido recogidos por él «en la margen izquierda del río Grande, poco antes de juntarse con el río Barrancas (provincia de Mendoza), en el límite con el territorio de Neuquén, febrero de 1912». Estos ejemplares estaban «sueltos en los médanos de la orilla del río», añade la anotación que entonces hice, según los datos de Pastore, y parece que eran muy comunes. La comparación con el ejemplar figurado aquí y la identidad del sedimento que los envuelve o rellena, prueba claramente que proceden de los mismos estratos. Constituyen un conjunto bien homogéneo en su configuración y bien distinto de los de la especie anterior, pero tienen, en lo fundamental, las mismas características (que puedo llamar genéricas). Se diferencian, como especie, por su forma globulosa, casi «paludiniforme», su último anfracto, casi siempre aplanado, y a veces un poco cóncavo en el perfil ambital;

(1) H. von Hering, *op. cit.*, página 464, plancha XVIII, figura 127.

su espira más obtusa, su abertura más amplia y, en fin, su tamaño mayor como término medio. El ejemplar de Calmu-có (que no es de los más típicos) mide: altura, 26 milímetros; diámetro mayor, 16 milímetros; diámetro menor, 14 milímetros; pero uno de los otros ejemplares (ápice roto), demuestra que esas dimensiones pueden llegar, respectivamente, a 30 × 18 × 16 milímetros. Las proporciones son, pues, diferentes de las de *M. ameghiniana*.

Melania macrochilinoides, n. sp.

(Lám. XI, fig. 75)

Hay otro ejemplar figurado por Wichmann, de los mismos estratos y procedente del Puente del río Grande (provincia de Mendoza). Está relleno en su abertura por el sedimento muy duro y de color obscuro, que ha dado el mismo color a todo el ejemplar; pero se puede ver la forma del contorno exterior del peristoma, y éste, como el conjunto, muestra afinidades con las dos especies anteriores, aunque menores, al parecer, que las de éstas dos entre sí. La espira es elevada y el número de sus anfractos completos ha debido ser de 6 a 7 (faltando ahora el ápice). Se caracteriza por la zona deprimida del último anfracto, un poco debajo de la sutura, lo que determina un cordón o burlete entre aquella depresión y la línea de sutura. Las estrías de crecimiento (sinuosas, tanto en *M. ameghiniana* como en *M. pehuenchensis*), son aquí casi completamente rectas y poco aparentes. Todos los primeros anfractos hasta el penúltimo inclusive, son sensiblemente planos y esto da a la espira una forma más cónica. Aunque falta una porción del labro, se ve que la abertura es, en proporcion, bastante más angosta. El ejemplar tiene las siguientes dimensiones: altura (en su estado actual), 38 milímetros; diámetro mayor, 19 milímetros; diámetro menor, 18 milímetros.

La configuración de esta especie recuerda curiosamente la de algunas especies de *Macrochilina* de períodos geológicos mucho más antiguos; pero es seguramente por simple convergencia.

ÍNDICE DEL TOMO XXX

R. J. Davel, Doctor Guillermo Bodenbender..... VII

E. Sparn, Nómina de los trabajos publicados por Guillermo Bodenbender.... XI

R. Beder (Córdoba), Sobre una andesina procedente de Alta Gracia (prov. de Córdoba). (Con 2 láminas)..... 1

W. Beetz (Lüderitzbucht, África del Sudoeste), Líneas generales de la tectónica y estratigrafía de la zona costanera de África sudoeste según las investigaciones recientes..... 17

G. Bonarelli (Gubbio, Italia), Fósiles de la formación petrolífera o « sistema de Salta ». (Con 6 láminas)..... 51

G. Fester, F. Bertuzzi y J. Gitlin (Santa Fe), Materias bituminosas sólidas de la República Argentina..... 117

B. v. Freyberg (Halle a. d. Saale), Resultados de un viaje de estudio geológico a la sierra de Los Llanos (prov. de La Rioja). Comunicación preliminar. (Con 2 láminas)..... 123

B. v. Freyberg (Halle a. d. Saale), Observaciones geológicas en la región de las ágatas de la Serra Geral (Rio Grande do Sul, Brasil). (Con 6 láminas). 129

H. Gerth (Leiden, Holanda), El Morro de San Luis. Un cráter de elevación. (Con 2 láminas)..... 171

P. Groeber (Buenos Aires), Ensayo sobre tectónica teórica y provincias magmáticas. (Con 4 láminas)..... 177

F. v. Huene (Tübingen), Contribución a la paleogeografía de Sud América... 231

J. Keidel (Buenos Aires), Sobre las relaciones geológicas entre la Puna y la cordillera principal o Cordillera de los Andes..... 295

R. Lehmann-Nitsche (La Plata), La caída de ceniza volcánica en la pampa bonaerense. Un caso observado en 1749 ó 1750..... 309

F. Pastore (Buenos Aires), Clorita y serpentina foliácea. Dos lindas muestras de minerales de la sierra de Córdoba. (Con 2 láminas)..... 313

F. Reichert (Buenos Aires), La constitución geológica del Cerro Tupungato. (Con 3 láminas)..... 321

K. Sapper (Würzburg), Origen del relieve y de los contornos actuales de la América Central. (Con 2 láminas)..... 327

W. Schiller (La Plata), El cerro « Ottoshöhe » de Bariloche. (Con 1 lámina).. 335

E. Sparn (Córdoba), La diferenciación de las ciencias geológicas de acuerdo con el título de sus revistas. (Con un esquema)..... 341

K. Walther (Montevideo), Consideraciones sobre los restos de un elemento estructural, aún desconocido del Uruguay y el Brasil más meridional. (Con 6 láminas)..... 349

R. Wichmann (Buenos Aires), Sobre la facies lacustre senoniana de los estratos con Dinosaurios y su fauna. (Con 20 láminas y 1 plano)..... 383

M. Doello-Jurado (Buenos Aires), Noticia preliminar sobre los moluscos fósiles de agua dulce mencionados en el precedente estudio de R. Wichmann « Sobre la facies lacustre senoniana de los estratos con dinosaurios y su fauna »..... 407